TSCHERMAKS MINERALOGISCHE UND PETROGRAPHISCHE MITTEILUNGEN

HERAUSGEGEBEN VON

F. MACHATSCHKI UND H. LEITMEIER
WIEN WIEN

DRITTE FOLGE
BAND III
MIT 90 TEXTABBILDUNGEN

WIEN
SPRINGER-VERLAG
1953

Min. petr. Mitt.

Inhaltsverzeichnis.

1. Heft.

(Ausgegeben im Oktober 1952.)

Seite

Padurow, N. N. Laueaufnahmen auf zylindrischem Film 1

Padurow, N. N. Neue Zwillingsgesetze des Siliciumkarbids 10

Przibram, K. Über die Färbungen des Fluorits 21

Neuwirth, E. Röntgenuntersuchungen an steirischen Opalen und Chalcedonen 32

Fellner-Feldegg, H. Strukturbestimmung von CsH_2PO_4 37

Wieden, P. und **G. Hamilton.** Die Weißerde von Aspang 45

Raßmann, A. und **Helga Luithlen.** Ein neuer Axinitfund in den Ostalpen 51

Kokkoros, P. Röntgensymmetrie von Mixit 56

Literatur: Neue Bücher 61

Nachrichten 70

Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft. 114. . . 71

2. Heft.

(Ausgegeben im April 1953.)

Hiessleitner, G. Bartel Granigg † 89

Andreatta, C. Syntektonische und posttektonische magmatische Erscheinungen der Ortlergruppe in Beziehung zum alpinen Magmatismus 93

Heritsch, H. Die Verteilung von Rechts- und Linksquarzen in Schriftgraniten 115

Heritsch, H. Röntgenuntersuchungen an Schriftgraniten 126

Wieseneder, H. Zur Diagenese klastischer Sedimente im Wiener Becken . . 142

Votava, E. Fluorochromierungsstudien an stark zerkleinerten Mineralien . . 154

Paulitsch, P. Olivinkornregelung und Genese des chromitführenden Dunits von Anghida auf der Chalkidike 158

Neuwirth, E. Zur Petrographie einiger Bentonitvorkommen aus Steiermark, Kärnten und Italien (Ponza) 167

Raßmann, A. und **H. Luithlen.** Ein neuer Axinitfund in den Ostalpen. (Ergänzung) 181

Literatur: Neue Bücher 183

Nachrichten 190

3. Heft.

(Ausgegeben im September 1953.)

Seite

Paraskevopoulos, G. M. Beitrag zur Kenntnis der Feldspäte der Tessiner Pegmatite 191

Heritsch, H. Weitere Röntgenuntersuchungen an Schriftgraniten 272

Zirkl, E. J. Notiz über eine praktische Beschriftungsmethode für Dünnschliffe . 282

Literatur: Neue Bücher 283

4. Heft.

(Ausgegeben im Dezember 1953.)

Kokkoros, P. Antlerit aus Lavrion. Eventuelle Identität des Arnimits mit Antlerit 295

Kokkoros, P. und **K. Vassiliadis.** Röntgenkristallographie von Hydrocerussit 298

Leitmeier, H. Die Entstehung der Spatmagnesite in den Ostalpen 305

Paclt, J. A System of Caustolites. 332

Grund, A. Beitrag zur Kenntnis der Kristallstrukturen der wasserfreien Alkalisilikate 348

Zwicker, W. Beiträge zur Kenntnis moldanubischer Ganggesteine 356

Preisinger, A. Über die Kristallstruktur des Julienit, $Na_2Co\,(NCS)_4 \cdot 8\,H_2O$. 376

Literatur: Neue Bücher 381

Nachrichten 387

Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft. 115. . . 388

Namenverzeichnis.

(B) = Buchbesprechung, (M) = Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft.

Andreatta, C., 93

Barth, T. F. W., 283 (B)
Becker, A., 184 (B)
Berger, W., 409 (M)
Beringer, C. Chr., 61 (B)
Berman, H., 68 (B)
Bischof, G., 62 (B)
Böggild, O. B , 294 (B)
Börner, R , 61 (B)
Bruckmann, E., 291 (B)
Buchwald. E., 62 (B)
Bülow, K. v., 183 (B)

Cadisch, J., 381 (B)
Carozzi, A., 383 (B)
Chudoba, K. F , 284 (B)
Cornelius, H. P., 285 (B)

Dudich-Vendl, Maria, 69 (B)
Duval, C., 286 (B)

Exner, Ch., 79 (M) 81 (M) 403 (M)

Fellner-Feldegg, H., 37
Friedensburg, F., 384 (B)
Frondel, Cl., 68 (B)

Gerzabek, V. E , 183 (B)
Granigg, B., 183 (B)
Grund, A., 348
Gübelin, E. J., 284 (B)

Haalck, H., 385 (B)
Haberlandt, H., 72 (M) 87 (M)
Hamilton, G., 45
Hassinger, H., 184 (B)
Henry, N. F. M., 287 (B)
Heritsch, H., 115, 126, 272
Hiessleitner, G., 89, 184 (B)
Hoppe, G., 62 (B)
Horvath, J., 183 (B)

Jakob, J., 63 (B)
Jasmund, K., 64 (B)

Kieslinger, A., 64 (B)
Klemenc, A., 187 (B)
Kokkoros, P., 56, 295, 298
Kontrus, K., 77 (M) 84 (M) 391 (M) 406 (M) 407 (M)
Küpper, H., 65 (B)

Leitmeier, H., 305, 397 (M)
Lipson, H., 287 (B)
Luithlen, Helga, 51, 181

Mason, B., 288 (B)
Müller, J. E., 186 (B)

Neuwirth, E., 32, 167
Nickel, E., 289 (B) 291
Niggli, E., 381 (B)
Niggli, P., 65 (B)
Nowacki, W., 289 (B)

Paelt, J., 332
Padurow, N. N., 1, 10
Palache, Ch., 68 (B)
Paraskevopoulus, G. M., 191
Paulitsch, P., 158
Preisinger, A., 376
Przibram, K., 21

Quensel, P., 68 (B)
Quiring, H., 384 (B)

Ramberg, H., 290 (B)
Ramdohr, P., 187 (B)
Raßmann, A., 51, 181

Scharbert, H., 395 (M)
Schneiderhoehn, H., 188 (B)
Schroll, E., 394 (M)
Seifert, H., 291 (B)
Stini, J., 385 (B)
Strunz, H., 386 (B)

Terpstra, P., 386 (B)
Tertsch, H., 74 (M) 404 (M)
Tokody, L., 69 (B)
Tröger, W. E., 189 (B)

Vassiliadis, K., 298
Votava, E., 154

Walter, F., 190 (B)
Wieden, P., 45
Wieseneder, H., 142, 389 (M)
Wooster, A. W., 287 (B)

Zimen, K. E., 292 (B)
Zirkl, E J., 78 (M) 282
Zwicker, W., 356

Laueaufnahmen auf zylindrischem Film.

Von

N. N. Padurow, Würzburg.

Mit 6 Textabbildungen.

(Eingelangt am 12. November 1951.)

Diese röntgengoniometrische Methode macht es möglich, die zwischen den Netzebenen einer Zone des Einkristalls eingeschlossenen Winkel einfach und mit genügender Genauigkeit zu messen.

Hier wird, wie auch bei der Laueaufnahme auf Platten, die kontinuierliche Röntgenstrahlung verwendet.

Der Kristall muß so justiert sein, daß eine seiner Zonenachsen mit der Achse der zylindrischen Debyekamera zusammenfällt. Besonders einfach ist die Justierung nadel- oder blättchenförmiger Einkristalle, doch kann die Methode auch bei ganz unregelmäßigen Kristallkörnchen zur Anwendung kommen.

Ist der Kristall richtig justiert, dann befinden sich die Reflexe aller Netzebenen der betrachteten Zone auf der Äquatoriallinie des Filmes.

Die relative Lage der Reflexe auf der Röntgenaufnahme ist lediglich von den Winkeln zwischen den Netzebenen der betreffenden Zone abhängig. Ihre relative Anordnung wird weder durch die Drehung des Einkristalls um die Kameraachse noch durch die Wahl der Röntgenröhre beeinflußt.

Die Anzahl der Reflexe auf dem Filmäquator wird dagegen [1] sowohl von der Wahl der Röntgenröhre als auch von der Spannungshöhe (KV) abhängen. Dieses folgt aus der Gleichung (1):

$$\sqrt{Q_{max}} \leq 2a_0 : \lambda_{min} \qquad (1)$$

Diese Gleichung gibt uns die Beziehung zwischen der minimalen Wellenlänge λ_{min} der kontinuierlichen Röntgenstrahlung und der maximalen Größe der quadratischen Form Q_{max} bei der noch ein Reflex von der betreffenden Netzebene erhalten werden kann; a_0 Å ist der Gittermaßstab (3, S. 202); Q wird mit Hilfe der affinen Gitterkonstanten (2, Gl. 26 bis 32) berechnet.

Haben wir für eine der wichtigsten Kristallzonen, z. B. für [100] oder [110], nicht mehr als 20 bis 30 Reflexe auf der Äquatorial-

[1] Bei genügender Belichtungszeit.

linie erhalten, so müssen sie bei der Indizierung ziemlich einfache Symbole bekommen, und zwar darum, weil laut Gleichung 1, die ihnen entsprechenden Q-Werte die kleinstmöglichen für die betreffende Zone sind.

In Abb. 1 sind zwei Röntgenaufnahmen abgebildet, die mit der gleichen zylindrischen Debyekamera ($2\,R = 57{\cdot}3$ mm) und von dem gleichen Karbamidnädelchen (tetragonal; $a = 5{\cdot}65$ Å; $c = 4{\cdot}72$ Å) aufgenommen wurden. Übrige Aufnahmebedingungen: c-Achse fällt

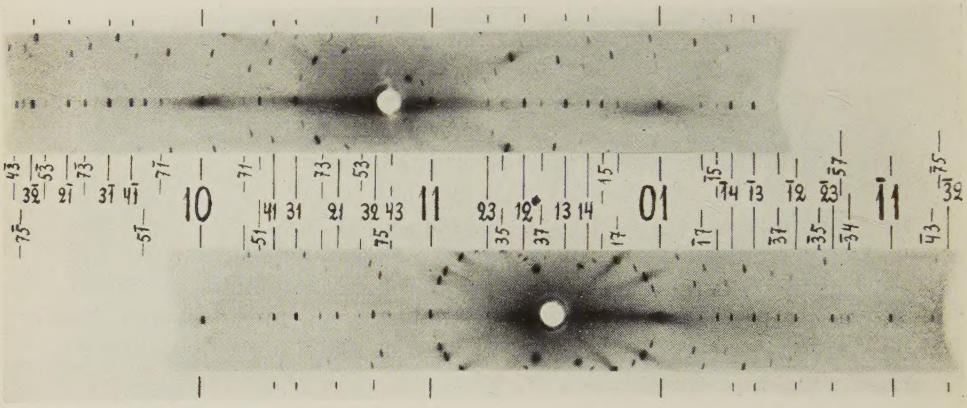


Abb. 1. Zwei Laueaufnahmen von Karbamid auf einem zylindrischen Film.

mit der Kameraachse zusammen, Mo-Röhre, 20 kV, 20 mA, 15 Stunden Belichtungszeit. Bei der unteren Aufnahme (Abb. 1) wurde der Kristall vorher um annähernd 30^0 um seine c-Achse gedreht.

Graphische Indizierung.

In einigen Fällen kann die Indizierung unmittelbar nach dem Film erfolgen. Man überträgt die Punkte vom Äquator auf einen Streifen Papier und vergleicht ihn dann mit Abb. 5.

So wurden die Indizes hk für die Symbole (hk0) in Abb. 1 gefunden. Unbedingt notwendig ist es, bei der Anwendung dieser Methode auf genügende Übereinstimmung des Kameradurchmessers mit der Größe des Diagramms zu achten. Ist z. B. $2\,R = 57{\cdot}3$ mm, so muß der Maßstab 90^0 bis 0^0 auf Abb. 5 90 mm entsprechen. Bei anorthogonalen Zonen kann diese Methode der unmittelbaren Indizierung nicht angewendet werden.

Die genauere rechnerisch-graphische Methode der Indizierung, die in allen Fällen zur Anwendung kommen kann, wird weiter unten beschrieben.

Messung der Filme.

Zur Messung der Laueaufnahmen auf dem zylindrischen Film genügt jeder Komparator, der mit einer Genauigkeit von $\pm$ 0·1 mm zu arbeiten gestattet. Der Mittelpunkt des Films gilt als Null, von dem aus die Entfernungen der Reflexe (Lmm) gemessen werden. Bei den Messungen nach rechts und nach links bleibt der Film in der ursprünglichen Weise am Komparator befestigt. Ein kleiner Fehler (bis 1—2 mm) bei der Auffindung des Mittelpunktes des Filmes beeinträchtig nicht die Genauigkeit der Endergebnisse.

In den ersten drei Spalten der Tab. 1 sind die Messungsergebnisse des oberen Filmes in Abb. 1 angegeben.

Das Eichen der Kamera.

Nur selten sind die Debyekameras so symmetrisch, daß die Korrektionswerte der linken denen der rechten Hälfte entsprechen. Diese Tatsache hat keine Bedeutung bei der Auswertung der Pulveraufnahmen, muß aber bei der Indizierung der Laueaufnahmen auf zylindrischem Film beachtet werden.

In Spalte 5 (Tab. 1) sind die Korrektionswerte $\pm \triangle$ für die Kamera angegeben, die dem Verfasser zur Verfügung stand. Man sieht daraus, daß sie für die linke Seite zwischen 0^0 und $^1/_4{}^0$, für die rechte Seite jedoch zwischen 0^0 und $^1/_2{}^0$ schwanken.

Handelt es sich um anorthogonale Zonen, so muß die Kamera besonders gut geeicht sein, da uns in diesem Falle keiner der Kristallwinkel im voraus bekannt ist.

Berechnung der ϑ-Werte.

Die Auffindung der Glanzwinkel ϑ erfolgt wie bei den Pulveraufnahmen, und zwar nach den experimentell erhaltenen Lmm-Größen. So entspricht z. B. bei $2R = 57{\cdot}3$ mm einem Millimeter des Bogens L 1^0 des Winkels ϑ.

In den Spalten 4 und 6 (Tab. 1) sind die unmittelbar durch Messung der Röntgenaufnahme gefundenen („ϑ-Film") und die endgültigen ϑ-Werte („ϑ-korr.") angegeben. Letztere wurden nach Formel (2) berechnet:

$$\vartheta_{\text{korr.}} = \vartheta_{\text{Film}} + \triangle \qquad (2)$$

Die wichtigsten Formeln.

In Abb. 2 sind AB der primäre Röntgenstrahl; CD die reflektierende Kristallfläche (hk0); KR der reflektierte Strahl; R der Reflex von (hk0); $\sphericalangle$ AKC $=$ $\sphericalangle$ BKD $=$ $\sphericalangle$ DKR $=$ Glanzwinkel ϑ; LK die Normale zur reflektierenden Fläche (hk0); $\sphericalangle$ BKL $= \varphi_{hk0}$ der Winkel zwischen der Normale LK und dem Primärstrahl AB.

Tabelle 1.

Film	I	L mm	|ϑ| Film	± Δ	korrig.	hkO	hkO φ	φ Film	berechnet	± ε
linke Seite $\vartheta_{hkO} < 0$	sch	73·65	73° 39′	+15′	73° 52′	4$\bar{3}$0	$\varphi_{hkO} = \vartheta_{010} + \lvert\vartheta_{hkO}\rvert$	126° 54′	126° 52′	− 2′
	s. s. sch	72·3	72° 18′	+14′	72° 32′	7$\bar{5}$0		125° 34′	125° 32′	−2′
	st	70·4	70° 24′	+14′	70° 38′	3$\bar{2}$0		123° 40′	123° 41′	+1′
	s. s. sch	67·75	67° 45′	+13′	67° 58′	5$\bar{3}$0		121° 0′	120° 58′	− 2′
	m	63·4	63° 24′	+11′	63° 35′	2$\bar{1}$0		116° 37′	116° 34′	−3′
	m	60·05	60° 3′	+9′	60° 12′	7$\bar{3}$0		113° 14′	113° 12′	−2′
	s. st	55·3	55° 18′	+7′	55° 25′	3$\bar{1}$0		108° 27′	108° 26′	−1′
	st	50·9	50° 54′	+6′	51°	4$\bar{1}$0		104° 2′	104° 2′	0′
	m	48·2	48° 12′	+5′	48° 17′	5$\bar{1}$0		101° 19′	101° 19′	0′
	s. sch	45·0	45°	+4′	45° 4′	7$\bar{1}$0		98° 6′	98° 8′	+2′
	s. st	36·95	36° 57′	+3′	37°	10$\bar{0}$		90° 2′	90°	−2′
	s. s. sch	28·75	28° 45′	+2′	28° 47′	7$\bar{1}$0		81° 49′	81° 52′	+3′
	s. st	25·6	25° 36′	+2′	25° 38′	5$\bar{1}$0		78° 40′	78° 41′	+1′
	s. sch	22·9	22° 54′	+2′	22° 56′	4$\bar{1}$0		75° 58′	75° 58′	0′
	s. st	18·5	18° 30′	+1′	18° 31′	3$\bar{1}$0		71° 33′	71° 34′	+1′
Zentrum	—	0·0	0° 0′	0′	0° 0′	—	—	—	—	—
rechte Seite $\vartheta_{hkO} > 0$	s. st	8·05	8° 3′	0′	8° 3′	1$\bar{1}$0	$\varphi_{hkO} = \vartheta_{010} - \lvert\vartheta_{hkO}\rvert$	44° 59′	45°	+1′
	s. sch	19·35	19° 21′	+2′	19° 23′	2$\bar{3}$0		33° 39′	33° 41′	+2′
	s. sch	22·0	22°	+2′	22° 2′	3$\bar{5}$0		31°	30° 58′	−2′
	s. s. sch	26·45	26° 27′	+3′	26° 30′	1$\bar{2}$0		26° 32′	26° 34′	+2′
	s. sch	29·8	29° 48′	+4′	29° 52′	3$\bar{7}$0		23° 10′	23° 12′	+2′
	s st	34·55	34° 33′	+5′	34° 38′	1$\bar{3}$0		18° 24′	18° 26,	+2′
	m	38·92	38° 55′	+7′	39° 2′	1$\bar{4}$0		14° 0′	14° 2′	+2′
	st	41·6	41° 36′	+8′	41° 44′	1$\bar{5}$0		11° 18′	11° 19′	+1′
	sch	44·7	44° 42′	+10′	44° 52′	1$\bar{7}$0		8° 10′	8° 8′	−2′
	s. st	52·8	52° 48′	+14′	53° 2′	01$\bar{0}$		0° 0′	0° 0′	0′
	sch	60·9	60° 54′	+16′	61° 10′	$\bar{1}$70	$\varphi_{hkO} = 360° + (\vartheta_{010} - \lvert\vartheta_{hkO}\rvert)$	351° 52′	351° 52′	0′
	s. sch	64·0	64°	+20′	64° 20′	$\bar{1}$50		348° 42′	348° 41′	−1′
	m	66·7	66° 42′	+22′	67° 4′	$\bar{1}$40		345° 58′	345° 58′	0′
	st	71·0	71°	+26′	71° 26′	$\bar{1}$30		341° 36′	341° 34′	−2′
	sch	75·8	75° 48′	+28′	76° 16′	$\bar{3}$70		336° 46′	336° 48′	+2′
1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.

Bei Ablesen der Winkel ϑ und φ und bei der Messung der Entfernungen BR = Lmm wird die Durchgangsstelle des Primärstrahls, die mit dem Filmmittelpunkt B zusammenfällt, als Null angenommen.

Da in Abb. 2 LK $\perp$ CD steht, so sind $\sphericalangle$ LKB + $\sphericalangle$ BKD = 90^0, oder für die Fläche (hk0):

$$\varphi_{hk0} + \vartheta_{nk0} = 90^0 \qquad (3)$$

Sind uns für zwei Flächen (h_1k_10) und (h_2k_20) die Winkel φ_1 und φ_2 zwischen ihren Normalen und dem Primärstrahl bekannt, so erhalten wir als Differenz dieser Winkel $\varphi_1 - \varphi_2$ den Winkel zwischen ebendiesen Flächen.

Die Größen der φ-Winkel sind von der willkürlichen Drehung des Kristalls um die Kameraachse abhängig, was sich bei den Berechnungen nachteilig auswirkt. Frei von dieser Eigenschaft sind die Positionswinkel φ, die von der Normale zur Fläche (010) gezählt werden:

$$\varphi_{hk0} = \varphi_{hk0} - \varphi_{010} \qquad (4)$$

Setzt man aus Gleichung (3) $\varphi_{hk0} = 90^0 - \vartheta_{hk0}$ und $\varphi_{010} = 90^0 - \vartheta_{010}$ ein, so erhält man:

$$\varphi_{hk0} = \vartheta_{010} - \vartheta_{hk0} \qquad (5)$$

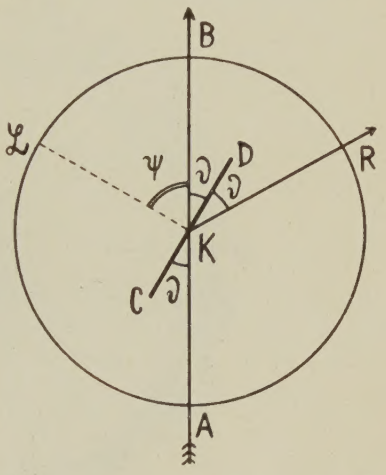


Abb. 2. Entstehung der Reflexe R auf einem zylindrischen Film.

In der Formel (5) sind die Winkel für die Filmhälfte positiv, in welcher der Reflex von (010) liegt, und negativ für die andere Filmhälfte (siehe Tab. 1).

Die Genauigkeit der Methode.

In den Spalten 9 und 10 der Tab. 1 sind neben den nach Gleichung (5) experimentell gefundenen φ-Werten („Film") auch die nach Gleichung (6) theoretisch berechneten φ-Werte („berechnet") angegeben. Die Differenz zwischen diesen Winkeln übersteigt selten $\pm 2'$. Dies entspricht der normalen Genauigkeit, mit der man die Winkel zwischen geeigneten Flächen mit Hilfe eines Reflexionsgoniometers ermittelt.

Tetragonale Zone.

Das in Abb. 3 dargestellte Transparent dient zur Indizierung von Flächen (hk0) tetragonaler Zone. Man trägt die Winkel φ (Tab. 1)

(oder Winkel φ) mit Hilfe eines stereographischen Netzes auf einem Blatt Pauspapier ein und legt dann die erhaltene Zeichnung auf das Transparent (Abb. 3) auf. Man dreht sie nun konzentrisch bis die eingetragenen Striche mit denen des Transparents am besten zur Deckung gekommen sind.

Es darf nicht übersehen werden, daß bei jedem tetragonalen Kristall zwei verschiedene Aufstellungen möglich sind, die sich voneinander um eine Drehung von 45° um [001] unterscheiden. Wird bei

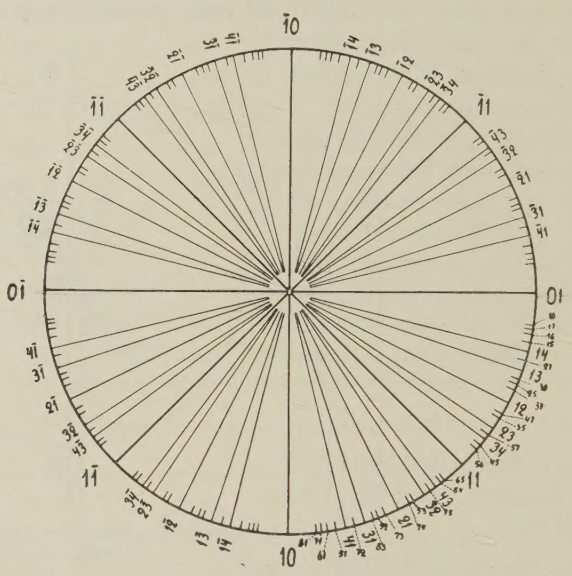


Abb. 3. Diagramm zur Indizierung tetragonaler Zonen.

der ersten Aufstellung ein Paar der zweizähligen Symmetrieachsen A^2 die Symbole [100] und [010] erhalten, so werden bei der anderen Aufstellung dieselben Symbole dem anderen Paar A^2 zukommen.

In Abb. 3 sind die Halbmesser des Transparents für die wichtigsten Flächen ($h^2 + k^2 \geq 25$) vollständig eingezeichnet; bei den weniger wichtigen Flächen $h^2 + k^2$ bis 75) sind sie nur durch Striche an ihren Enden angedeutet.

Die Indizierung der tetragonalen Zone kann auch mit Hilfe der Abb. 5 erfolgen. Auf der horizontalen Skala 45°—45° dieses Diagramms sind die Indizes h, k, für die Flächen (hk0) bis $h^2 + k^2 = 75$ angegeben. Man zeichnet die experimentell gefundenen φ-Werte auf einem Papierstreifen ein (horizontale Skala 90°—0° unten auf Abb. 5) und bewegt ihn an der Skala 45°—45° nach rechts und nach links.

Decken sich Skala und die Zeichnung am besten, so handelt es sich um die gesuchte Lösung.

Die Berechnung der φ-Werte (2, Gleichung 36) für die Flächen (hk0) erfolgt nach der Gleichung:

$$\operatorname{tg} \varphi_{hk0} = h : k \qquad (6)$$

Hexagonale Zone.

Fällt A^6 des Kristalls mit der Kameraachse zusammen, so erhalten wir auf dem Äquator die Reflexe der hexagonalen Kristallzone. In

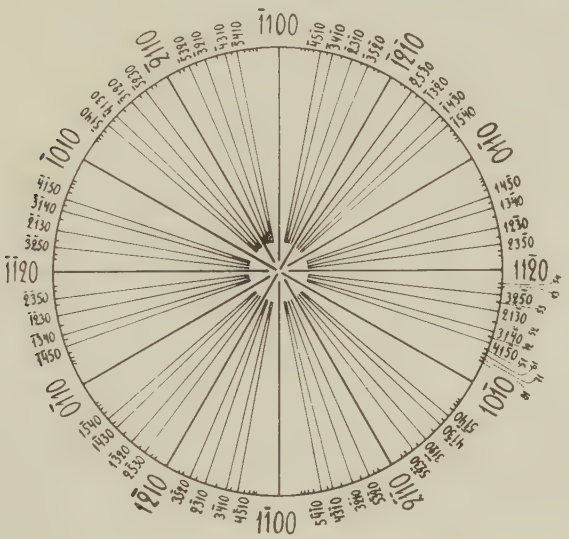


Abb. 4. Diagramm zur Indizierung hexagonaler Zonen.

diesem Falle wird zur Indizierung nach den φ-Winkeln Abb. 4 verwendet.

Hier sind auch zwei verschiedene Zuordnungen der Flächensymbole möglich. Bei der einen sind drei A^2 Normalen zu den Flächen $(10\bar{1}0)$, $(01\bar{1}0)$ und $(\bar{1}100)$; bei der anderen erhalten dieselben Flächen die Symbole $(11\bar{2}0)$, $(\bar{1}2\bar{1}0)$ und $(\bar{2}110)$.

Zur Berechnung der φ-Werte (2, Gleichung 37) dient Gleichung (7):

$$\operatorname{tg} \varphi = (2h + k) : k \sqrt{3} \qquad (7)$$

Orthogonale Zone.

Die experimentell gefundenen Winkel φ (oder φ) werden mit Hilfe des unten an Abb. 5 angebrachten Maßstabs auf einen Papierstreifen

aufgetragen. Dieser Streifen wird in waagerechter Lage nach oben und unten, nach rechts und links geschoben, bis die beste Deckung mit den Kurven der Abb. 5 erzielt ist.

Hat man sie zur Deckung gebracht, so soll man: 1. den $\varphi_{1\bar{1}}$-Wert, den wir nach der linken senkrechten Skala („Hauptzone") finden, aufschreiben und 2. für jede Fläche die pq-Werte notieren. Die gesuchten Flächensymbole sind (pq0).

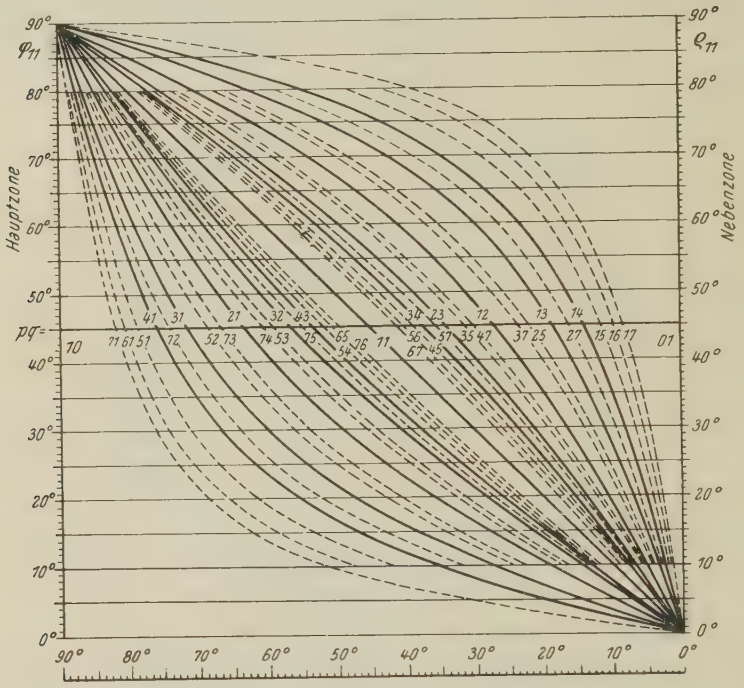


Abb. 5. Diagramm zur Indizierung orthogonaler Zonen.

Die Berechnung der φ-Werte (2, Gleichung 35) kann mit Gleichung (8) erfolgen:

$$\operatorname{tg} \varphi_{hk0} = h : k \cdot \operatorname{tg} \varphi_{110} \qquad (8)$$

Anorthogonale Zone.

Zur Bestimmung der anorthogonalen Zone genügen zwei Winkel, und zwar

$\varphi_{100} = \perp (010) : \perp (100) = \gamma^*$ und $\varphi_{110} = \perp (010) : \perp (110)$ (Abb. 6). Die Indizierung der Reflexe sowie die Auffindung der Winkel φ_{100} und φ_{110} erfolgt am einfachsten mit Hilfe des projektivischen Maßstabes (1). Diese universale Methode kann auch bei der Indi-

zierung der tetragonalen und der orthogonalen Zonen angewendet werden.

Die Positionswinkel φ_{hk0} berechnet man nach Gleichung (9) (vgl. 2, Gleichung 33):

$$\operatorname{tg}\varphi_{hk0} = h : \left(\frac{k}{t_2} - h\,t_\gamma\right) \qquad (9)$$

t_2 und t_γ sind affine Gitterkonstanten (3):

$$t_2 = 1 : (\operatorname{ctg}\varphi_{110} + t_\gamma) \qquad (10)$$

$$t_\gamma = \operatorname{tg}\triangle_\gamma = \operatorname{tg}(\varphi_{100} - 90^0) \qquad (11)$$

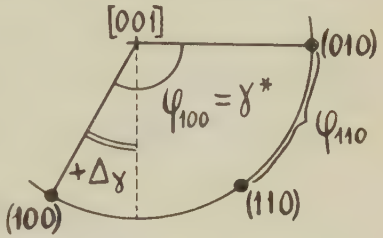


Abb. 6. Winkel $\varphi 100$ und $\varphi 110$ der anorthogonalen Zone.

Zusammenfassung.

Mit einer Debyekamera erhält man drei Arten von Röntgenaufnahmen, und zwar Pulver-, Dreh- und Laueaufnahmen auf dem zylindrischen Film. Diese drei Arten von Aufnahmen zusammen genügen zur Lösung vieler Fragen der Strukturanalyse.

Die beschriebene Methode gibt außerdem neue Möglichkeiten zur Erforschung hygroskopischer und anderer schlecht ausgebildeter Kristalle bei deren morphologischem Studium.

In der Arbeit sind die im *Max-Plank*-Institut für Silikatforschung (Würzburg) hergestellten Röntgenaufnahmen verwertet worden.

Der Verfasser hält es für seine Pflicht, Herrn Professor *Max von Laue* für das Interesse und Wohlwollen, das er der vorliegenden Arbeit erwiesen hat, seinen Dank auszusprechen.

Literatur.

1. *Padurow, N. N.*, Über Indizierung von Flächen und Kanten des Kristalls auf stereographischem Netz. N. Jahrb. f. Miner. Monatshefte *1949*, 163—172. — 2. *Padurow, N. N.*, Kubische Indizes und ihre Verwendung zur Kristallberechnung. N. Jahrb. f. Miner. Monatshefte *1950*, 73—85. — 3. *Padurow, N. N.*, Affine Gitterkonstanten. Acta Crystallographica *3* (1950), 200—203.

Mitteilung aus dem Max-Planck-Institut für Silikatforschung, Würzburg, Neunerplatz 2.

Neue Zwillingsgesetze des Siliciumkarbids.

Von

N. N. Padurow.

Mit 9 Textabbildungen.

(Eingelangt am 6. Dezember 1951.)

In der vorliegenden Arbeit werden einige neue Zwillingsgesetze beschrieben, die nicht selten beim Siliciumkarbid beobachtet werden können.

Zu ihrer Unterscheidung bediente sich der Verfasser: 1. der goniometrischen Messungen, 2. der Röntgenaufnahmen nach *Laue* (auf Platten und zylindrischen Filmen) und 3. der Ätzfiguren.

Zur Feststellung des relativen Gehaltes der in einem Kristall vorkommenden verschiedenen Modifikationen von SiC wurden auch Pulveraufnahmen mit Erfolg verwertet.

In dieser Arbeit werden lediglich drei Modifikationen untersucht, die von *Baumhauer* und *Ott* bestimmt wurden: SiC I (C_3^5; c/a = 12·27); SiC II (C_6^4; c/a = 4·9) und SiC III (C_6^4; c/a = 3·27). Die später entdeckten rhomboedrischen SiC-Strukturen mit sehr großen c/a-Werten glaubt der Verfasser, zum mindesten morphologisch gesehen, nicht als selbständige Modifikationen betrachten zu können. Sie sind nur Strukturvarianten von SiC I. Der Verfasser beabsichtigt, diese Frage einzeln zu behandeln.

Goniometrische Messung.

Die ausgezeichneten SiC-Kristalle wurden schon mehrfach beschrieben, so von *Frazer, Becke, Negri, Baumhauer, Peacock* und *Schroeder, Thibault* u. a. Aus diesem Grunde beschränkt sich diese Niederlegung lediglich auf zusätzliche statistische Angaben.

Unter der Lupe wurden zirka 1000 Kristalle überprüft und auf dem Goniometer 471 der besten Kristalle gemessen. Unter dieser Zahl erwiesen sich 157 Kristalle, d. h. ungefähr ein Drittel, als Verwachsungen von Lamellen verschiedener SiC-Modifikationen in paralleler oder in Zwillingslage. Die Verteilung der übrigen Kristalle nach den Modifikationen ist folgende:

Modifikation	Zahl der Kristalle	Prozent
SiC I	59	19
SiC II	243	77
SiC III	12	4
insgesamt	314	100

Am häufigsten kommt also die Modifikation SiC II vor, am seltensten ist die Kristallart SiC III.

Tab. 1. *Die Kristallflächen, die auf 471 SiC-Kristall festgestellt wurden, ihre buchstäblichen Bezeichnungen, ρ-Winkel und Häufigkeitsklassen.*

Fläche	ρ	SiC I			SiC II		SiC III	
a	0° 00′	1	0001	0001	1	0001	1	0001
ā	180° 00′	2	000$\bar{1}$	000$\bar{1}$	2	000$\bar{1}$	2	000$\bar{1}$
b	47° 27$^1/_4$′	7		$\bar{1}$. 0. 1. 13				
c	48° 34$^1/_4$′				7	10$\bar{1}$5		
d	51° 32$^1/_2$′						3	10$\bar{1}$3
e	52° 10′	6	1. 0. $\bar{1}$. 11					
f	54° 46$^1/_2$′	5		$\bar{1}$. 0. 1. 10	4	10$\bar{1}$4		
g	60° 32$^1/_2$′	4	10$\bar{1}$8					
h	62° 06′				2	10$\bar{1}$3	2	10$\bar{1}$2
i	63° 42′	4		$\bar{1}$017				
j	70° 33$^1/_2$′	3	10$\bar{1}$5		2	10$\bar{1}$2		
k	74° 13$^3/_4$′	2		$\bar{1}$014				
l	75° 10$^1/_4$′						2	10$\bar{1}$1
m	79° 59$^1/_2$′				2	10$\bar{1}$1		
n	81° 57$^3/_4$′	3	10$\bar{1}$2					
o	85° 57$^3/_4$′	2		$\bar{1}$011				
p	90° 00′				3	10$\bar{1}$0	2	10$\bar{1}$0

In Tab. 1 ist eine Übersicht der beobachteten Flächen einzeln für jede SiC-Modifikation gegeben. In der ersten Spalte ist die Bezeichnung der Flächen durch Buchstaben (vergleiche 12), in der zweiten Spalte der Winkel ρ zwischen der Normalen zur Fläche und der Hauptachse c [0001] angeführt. Weiter sind die Flächensymbole und die relative Häufigkeit der Flächen gegeben.

Der Schätzung der relativen Häufigkeit der Flächen wurde (nach *Fedorow*) die Zahl der Kristalle, auf denen die gegebene Fläche beobachtet wurde, zugrunde gelegt. Dabei ist die Gesamtzahl der gemessenen Kristalle der gegebenen Modifikation zu 100 angenommen. In der Tabelle kommen folgende Flächenklassen vor:

Klasse	relative Häufigkeit
1	100%
2	von 99 bis 81%
3	von 80 bis 61%
4	von 60 bis 41%
5	von 40 bis 26%
6	von 25 bis 13%
7	von 12 bis 1%
8	0%.

Das Auftreten irgendeiner „fremden" Fläche ist ein sicheres Merkmal von Zwillingsstruktur oder Parallelverwachsung von verschiedenen Modifikationen.

Die SiC-Kristalle stellen ein gutes Beispiel zur Veranschaulichung des *Bravais*schen Gesetzes dar, nach welchem sich auf den Kristallen in erster Linie Flächen mit der größten retikularen Dichte im Kristallgitter bilden. In dieser Hinsicht ist die Verschiedenheit der Rolle des Prismas bei den verschiedenen SiC-Modifikationen im Zusammenhang mit dem c/a-Werte besonders auffallend.

Modifikation	SiC I	SiC II	SiC III
c/a	12·27	4·90	3·27
Häufigkeit von $(10\bar{1}0)$	8 (fehlt)	3	2

Auf den SiC-Kristallen werden gewöhnlich eigenartige Vizinalen und Vizinaloiden (9, 10, 15, 16 u. a.) beobachtet.

Die kurze Kante der Ätzfiguren (9) ist auf den SiC-Kristallen nach der Fläche $(\bar{h}ohl)$, die lange Kante nach der Fläche $(h\bar{o}hl)$ gewendet. Auf Laueaufnahmen ist die Lage gerade umgekehrt.

Laueaufnahmen.

Die ersten Laueaufnahmen für SiC I, II und III wurden, auf Betreiben *Baumhauers*, von *Hauer* und *Keller* (6) hergestellt. Eine ausführlichere Indizierung ist durch die Arbeit von *Espig* (4) gegeben.

Infolge einiger Unstimmigkeiten mit den Beobachtungen des Verfassers wurde dieser Frage besondere Beachtung zuteil. Wegen der Kürze dieser Darlegung werden weiter unten lediglich diejenigen Ergebnisse angeführt, die zur Unterscheidung von Zwillingen mit Hilfe der Laueaufnahmen der üblichen Art (Platten) notwendig und ausreichend sind.

In Abb. 1 bis 3 haben wir idealisierte Laueaufnahmen für SiC I, II und III. Der primäre Röntgenstrahl ist parallel zur c-Achse, Wolframröhre, 54 kV, 10 mA, 1 Stunde Belichtungszeit. In Abb. 1 handelt es sich um die trigonale, in Abb. 2 und 3 um hexagonale Symmetrie.

Die Nummern der Reflexe (hohl) und (hohl) an den senkrechten Durchmessern der Aufnahmen (Abb. 1 bis 3) entsprechen deren

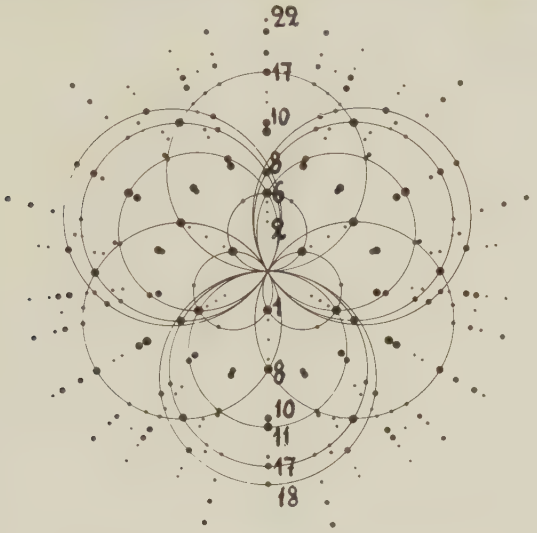


Abb. 1. Laueaufnahme von SiC I auf (0001).

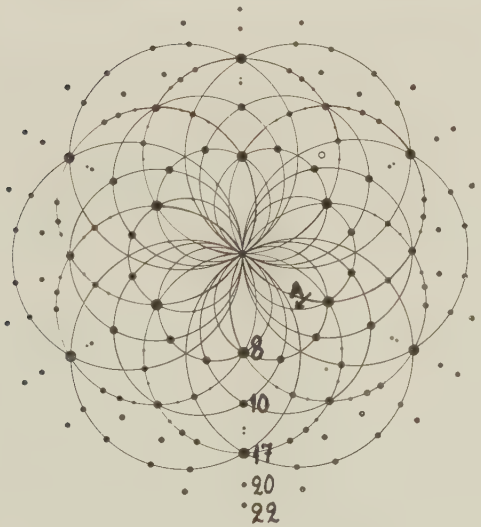


Abb. 2. Laueaufnahme von SiC II auf (0001).

Nummern in Tab. 2. Die Reflexe Nr. 8 und Nr. 22 haben SiC I und SiC II gemeinsam, die Reflexe Nr. 10, 14 und 17 kommen bei allen drei Modifikationen vor.

Für SiC II ist besonders typisch der dem Mittelpunkt der Aufnahme am nächsten gelegene Ring, der aus 12 schwachen Reflexen A (2132) besteht, die in Abb. 8 deutlich zu sehen sind. Für diese ist $\rho_{2\bar{1}32} = 82^0\ 28^1/_2{}'$.

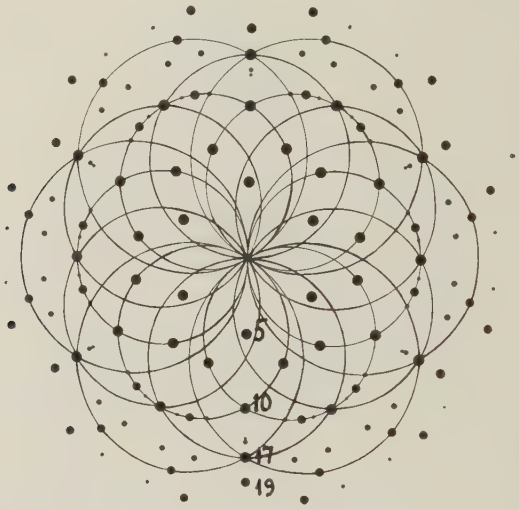


Abb. 3. Laueaufnahme von SiC III auf (0001).

Laueaufnahmen auf zylindrischem Film.

Diese Methode wurde von dem Verfasser bei der Untersuchung der SiC-Zwillinge mit parallelen Achsen angewendet [1]. Im Gegensatz zu der üblichen Methode der Laueaufnahmen kann man mit ihrer Hilfe nicht nur einen Teil der Flächen, sondern alle Flächen einer Zone auf einem Filme festhalten. Auch werden die Winkel mit größerer Genauigkeit (bis $\pm$ 2′) gemessen.

Die Laueaufnahmen auf zylindrischem Film können keineswegs die Laueaufnahmen auf Platten ersetzen, bilden jedoch eine gute Ergänzung zu ihnen. Die Beschreibung dieser Methode wurde aus technischen Gründen in einer besonderen Arbeit vorgenommen (11).

Frazer-Zwillingsgesetz.

Unter dieser Bezeichnung kennen wir die SiC-Zwillinge mit nicht parallelen Achsen c [0001]. Sie wurden zuerst von *Frazer* (5) beschrieben und ausführlich von *Becke* (3) diskutiert.

[1] Für die Mitwirkung an dieser Arbeit ist der Verfasser Frau Dr. *F. Oberlies* zu Dank verpflichtet.

Tab. 2. *Laueaufnahmen auf (0001). Reflexe (hohl) und (hohl).*

Nr.	ρ	SiC I				SiC II		SiC III	
1	85° 57¾′	s. st	10$\bar{1}$1						
2	84° 57⅓′	s. sch	40$\bar{4}$5	s. sch	40$\bar{4}$5				
3	83° 57′			s. sch	20$\bar{2}$3				
4	82° 57⅓′	s. sch	40$\bar{4}$7	s. sch	40$\bar{4}$7				
5	82° 27′							s. st	20$\bar{2}$1
6	81° 57¾′			s. st	10$\bar{1}$2				
7	80° 58′	s. sch	40$\bar{4}$9						
8	79° 59½′	s. st	20$\bar{2}$5	st	20$\bar{2}$5	s. st	10$\bar{1}$1		
9	76° 07′			s. st	20$\bar{2}$7				
10	75° 10¼′	st	4. 0. $\bar{4}$. 15	st	$\bar{4}$ 0. 4. 15	st	20$\bar{2}$3	s. st	10$\bar{1}$1
11	74° 13¾′	s. st	10$\bar{1}$4						
12	73° 17½′			s. sch	$\bar{4}$. 0. 4. 17				
13	72° 50¼′					sch	40$\bar{4}$7		
14	72° 22′			s. sch	20$\bar{2}$9	s. sch	50$\bar{5}$9	s. sch	50$\bar{5}$6
15	71° 41⅓′							sch	40$\bar{4}$5
16	71° 27⅓′	sch	4. 0. $\bar{4}$. 19						
17	70° 33½′	st	10$\bar{1}$5	s. st	10$\bar{1}$5	s. st	10$\bar{1}$2	s. st	30$\bar{3}$4
18	68° 46½′	m	2. 0. 2. 11	m	2. 0. 2. 11				
19	68° 20½′							st	20$\bar{2}$3
20	67° 54′					m	10.0.$\bar{1}$0.23		
21	67° 02′			m	10$\bar{1}$6				
22	66° 11′			s. sch	$\bar{4}$. 0. 4. 25	m	20$\bar{2}$5		

In solchen Zwillingen verwachsen die Lamellenkristalle des SiC unter einem gewissen Winkel. Bei der Messung auf dem Goniometer erweist sich der Winkel zwischen den Normalen zu den Flächen der gleichnamigen Basisflächen als 109° 33′. Hieraus ergeben sich folgende Indizes für die Ebene der Zwillingsnaht:

für SiC I (1. 0. $\bar{1}$. 10)
für SiC II (10$\bar{1}$4)
für SiC III (30$\bar{3}$8)

$\rho = 54^0\ 46\frac{1}{2}'$

Es muß besonders hervorgehoben werden, daß nicht nur aus zwei Kristallen einer und derselben SiC-Modifikation bestehende Zwillinge beobachtet werden, sondern ebenso häufig nach demselben Gesetz gebildete Verwachsungen *verschiedener* Modifikationen vorkommen. Auf den von den Deutschen Karborund-Werken G. m. b. H. erhaltenen Mustern wurden nicht selten auffallende, aus einem grünen SiC-II-Kristall mit einem gelben SiC-I-Kristall bestehende Verwachsungen beobachtet.

Das geschilderte Gesetz findet vom Gesichtspunkt der SiC-Struktur aus eine einfache Erklärung. In Abb. 4 ist ein Tetraeder Si-C, das der kubischen Modifikation des Karborundums entspricht, dargestellt. Darin ist OD die dreizählige Symmetrieachse A^3, ON — die zweizählige Achse A^2, $\sphericalangle$ DON $= 54^0\ 44'\ 08''$, die zu ON senkrechte ist die Würfelfläche (001).

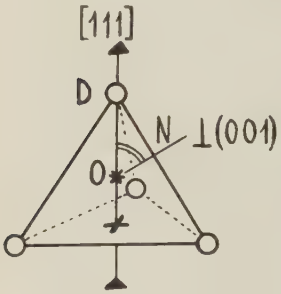


Abb. 4. Si-C-Tetraeder.

Das der Struktur der trigonalen und hexagonalen SiC-Modifikationen zugrundeliegende „Tetraeder" Si-C ist pseudokubisch. Winkel DON ist $54^0\ 46^1/_2'$, d. h. er unterscheidet sich um weniger als 3′ vom entsprechenden Winkel in den wirklich kubischen Kristallen. Die Struktur der vier SiC-Modifikationen ist nach dem Typus des Diamanten aufgebaut. Darin hat die Ebene des Pseudokubus, ebenso wie in dem Diamanten, eine wichtige strukturelle Rolle und ist in den Kristallen verschiedener Modifikationen des SiC von fast gleichem Strukturbau. Eben diese Ebene des Pseudokubus ist die Naht in den oben geschilderten Zwillingen mit nicht parallelen Achsen c [0001].

Zwillinge mit parallelen Achsen c [0001].

Auf das Vorkommen von Zwillingen dieser Art wies zuerst *Baumhauer* hin, doch wurden bisher weder von ihm noch von den anderen Verfassern die Zwillingsgesetze erforscht.

An Kristallen der trigonalen Modifikation SiC I stellte der Verfasser drei Zwillingsgesetze fest. In allen drei erweist sich die Basisebene (0001) als Zwillingsnaht und eine der drei gegenseitig senkrechten Kanten: [0001], $[\bar{1}2\bar{1}0]$ und $[10\bar{1}0]$ als Zwillingsachse.

In dem *Pseudospinellgesetz* erweist sich die dreizählige Symmetrieachse [0001] als Zwillingsachse. Zwei Individuen verwachsen mit den ungleichnamigen Basisflächen (Abb. 5 A). In einem Zwillingskristall sind zwei verschiedene Basisflächen (0001) und $(000\bar{1})$ vorhanden. Auf der Laueaufnahme (Abb. 6) ergänzen sich Bilder zweier Individuen zur sechszähligen Symmetrie. Die dem Mittelpunkt der Laueaufnahme am nächsten liegenden Punkte 1. $(10\bar{1}1)$ (Abb. 5 A) bilden ein Sechseck. Durch die Ziffern 1 und 2 auf Abb. 5 ist die Zugehörigkeit dieser Punkte zu zwei verschiedenen Einlingen des Zwillings angedeutet. Auf einem Halbmesser liegen als Punkte (hohl) Nr. 1 bis 18, als Flecke (hohl) Nr. 2 bis 22. Vgl. Fig. 38 a bei *Rinne* (13) für den Diamantzwilling.

In den Zwillingen nach dem *Gesetz der Kante [1210]* (Abb. 5 B) liegt die Zwillingsachse in der Ebene der Basis. Zwei Individuen verwachsen mit den gleichnamigen Basisflächen. Im Zwillingskristall sind die beiden Basisflächen gleichartig. Häufiger sind beide positiv, seltener beide negativ. Die Laueaufnahme hat eine sechszählige Symmetrie und stimmt mit Abb. 6 überein.

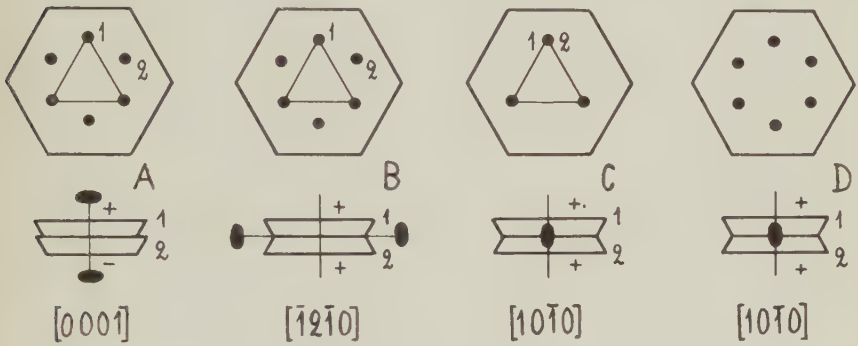


Abb. 5. Zwillingsgesetze mit parallelen Achsen c (0001).

In den Zwillingen nach dem *Gesetz der Kante [10$\bar{1}$0]* (Abb. 5 C) liegt die Zwillingsachse in der Ebene der Basis. Zwei Individuen verwachsen mit den gleichnamigen Basisflächen. Im Zwillingskristall sind die beiden Basisflächen gleichartig. Auf der Laueaufnahme fallen die beiden Individuen zusammen, demzufolge besitzt das Bild eine dreizählige Symmetrie (Abb. 7). Durch III sind die fremden Reflexe bezeichnet, die dem dünnen Blättchen SiC III gehören.

Die Zwillinge SiC I nach dem Gesetz der Kanten [$\bar{1}2\bar{1}0$] und [$10\bar{1}0$] unterscheiden sich von den Einkristallen durch Ätzung und untereinander durch die Laueaufnahmen.

Die Zwillinge nach dem Pseudospinellgesetz [0001] unterscheiden sich von den Einkristallen durch die Laueaufnahmen und von den beiden nach den Gesetzen der Kanten entstandenen Arten durch Ätzung.

In den hexagonalen Kristallen SiC II und SiC III ist die Kante [0001] die sechszählige Symmetrieachse. Demzufolge ist das Pseudospinellgesetz hier nicht möglich. Die Gesetze der Kanten führen zum gleichen Ergebnis. Wir werden darum sagen, daß wir hier nur ein *Gesetz der Kante [10$\bar{1}$0]* haben. Die Individuen verwachsen mit den gleichnamigen Basisflächen (Abb. 5 D). Im Zwillingskristall sind zwei gleiche (d. h. zwei positive, bzw. zwei negative) Basisflächen vorhanden. Die Laueaufnahme (Abb. 8) stimmt mit derjenigen des Ein-

kristalls überein. Durch die Ätzung wird der Einkristall vom Zwillingskristall unterschieden.

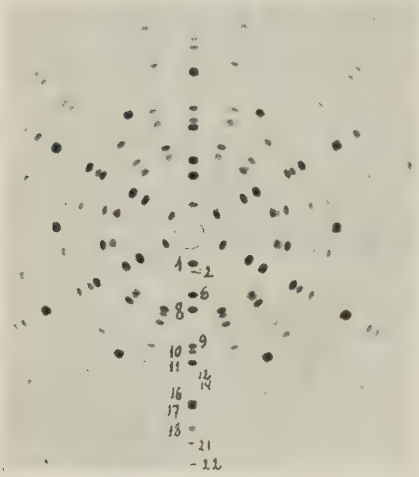


Abb. 6. Laueaufnahme eines SiC I-Zwillings nach dem Pseudospinellgesetz [0001].

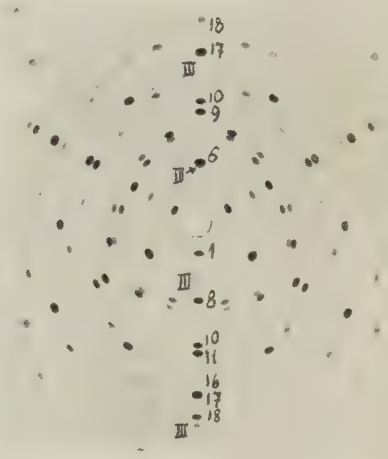


Abb. 7. Laueaufnahme eines SiC I-Zwillings nach dem Gesetz der Kante [10$\bar{1}$0].

Abb. 8. Laueaufnahme eines SiC II-Zwillings. Gesetz der Kante [10$\bar{1}$0].

Abb. 9 Laueaufnahme einer Verwachsung der Lamellen SiC I und SiC II in paralleler Lage. Vorherrschend SiC I (ca. 60%).

Verwachsungen mit parallelen Achsen c[0001].

In den Zwillingen lag eine gesetzmäßige Verwachsung der Kristalle ein und derselben SiC-Modifikation vor; es gibt aber auch gesetz-

mäßige Verwachsungen von Kristallen *verschiedener* Modifikationen. Bei einer solchen können sich die Lamellen entweder in der parallelen oder der Zwillingslage befinden.

Das Vorhandensein einiger nach der Basis verwachsener Lamellen ist oft unter der Lupe gut zu erkennen. Durch die goniometrische Messung (oder mit Hilfe der Pulveraufnahme) kann man im SiC-Kristall die Zugehörigkeit der Lamellen zu verschiedenen SiC-Modifikationen feststellen. Beispiele solcher Verwachsungen wurden z. B. von *Baumhauer* (1915) beschrieben.

Es kommen aber auch solche Verwachsungen vor, die selbst bei sorgfältigster makroskopischer Prüfung gleichartig scheinen; die goniometrische Messung jedoch deckt das Vorhandensein der für die gegebene Modifikation fremden Flächen auf. Noch geringfügigere Ungleichartigkeit kann mit Hilfe der Ätzmethode (9, Fig. 5) festgestellt werden.

Da der relative Gehalt jeder dieser Modifikationen zwischen 0% und 100% schwanken kann, ist auch die Intensität der Flecke und Linien auf den Laue- und Pulveraufahmen solcher Verwachsungen sehr veränderlich.

Für Verwachsungen, bei deren Zusammensetzung jede der Modifikationen in bedeutendem relativen Gehalt beteiligt ist, ist scharfe Verstärkung der Intensität einiger Reflexe auf der Laueaufnahme charakteristisch. So sind in Abb. 9 die Reflexe Nr. 8, 10 und 17, die SiC I und SiC II gemeinsam haben (Tab. 2), wesentlich intensiver als die übrigen Reflexe. Die relative Intensität dieser letzten Reflexe verändert sich gewöhnlich je nachdem, welche Seite des Kristalls zu der Photoplatte gewendet ist. So ist auf Abb. 9 die Intensität aller für SiC I charakteristischen Flecke stark abgeschwächt.

Zusammenfassung.

Das Interesse am Studium der SiC-Kristalle läßt nicht nach. In den letzten 10 Jahren erschienen zahlreiche Arbeiten: *Frank, Jagodzinski, Padurow, Ramsdell, Thibault, Verma, Zhdanov* u. a. m. In den Arbeiten des Verfassers wurden auf den SiC-Kristallen die Spiralstreifung, Vizinalpyramiden und Mikrozwillinge erstmals beschrieben. Dort wurden auch die Ansichten des Verfassers über das Kristallwachstum niedergelegt, und es erfolgte ein Hinweis auf die Tatsache, daß zum Verständnis der Besonderheiten der SiC-Struktur ein tieferes experimentelles Studium der Morphologie der SiC-Kristalle notwendig sei.

Mit Befriedigung stellt der Verfasser fest, daß die Ergebnises der Arbeiten von *Frank* und *Verma* über die Spiralstreifung seinen Er-

wartungen entsprechen. Diese Arbeiten werfen ein neues Licht auf einige prinzipielle Fragen der Kristallographie, so auch auf die Entstehung der Pseudomodifikationen des SiC.

Der Verfasser möchte unterstreichen, daß dem Studium des Zwillingsbaues des SiC (im Sinne von *Mallard, Mügge* und *Menzer*) keine geringere Bedeutung zufällt. In dieser Hinsicht haben die Mikrozwillinge große Wichtigkeit. Leider konnten sie jedoch nicht vollständig genug erforscht werden, da sie als Häutchen molekularer Dimensionen ausgebildet und daher der Ätzmethode nicht zugänglich waren.

Beim Studium des Zwillingsbaues des SiC wählte der Verfasser einen leichteren Weg. Zunächst wurden rein theoretisch die wahrscheinlichsten Zwillingsgesetze nach der Simultanebene (0001) alle abgeleitet. Danach wurde, mit dem Verfasser zugänglichen Mitteln, das Vorhandensein dieser Zwillinge experimentell nachgewiesen. In der vorliegenden Arbeit werden die Ergebnisse dieser Studien des Verfassers in Kürze dargelegt.

Literatur.

1. *Acheson, E. G.*, Journ. of the Frankl. Inst., September 1893. — 2. *Baumhauer, H.*, Zs. f. Krist. (A) *50* (1912), 33—39; *55* (1915—20), 249—259. — 3. *Becke, F.*, Zs. f. Krist. (A) *24* (1895), 537—542. — 4. *Espig, H.*, Abhandl. der Sächs. Akad. d. Wiss. Math. Phys. Kl. *38* (1921), Nr. 3, 53. — 5. *Frazer, B. W.*, (siehe Acheson). — 6. *Hauer, F. v.*, und *P. Koller*, Zs. f. Krist. (A) *55* (1915—20) 260. — 7. *Negri, G. B.*, Rivista di miner. e cristal. ital. *29* (1903), 33—89. *Ref.*, Zs. f. Krist. (A) *41* (1903), 269—271. — 8. *Ott, H.*, Zs. f. Krist. (A) *61* (1925), 515; *62* (1925), 201; *63* (1926), 1. 9. *Padurow, N. N.*, N. Jahrb. f. Miner. (A) Monatshefte *1945—48*. 144—150; *1949*, 203—211. — 10. *Padurow, N. N.*, N. Jahrb. f. Miner. (A) Abhandl. *80* (1949), 209—262. — 11. *Padurow, N. N.*, Tschermaks Miner. u. Petr. Mitt. III. Folge, *3* im Druck. — 12. *Peacock, M.*, und *R. Schroeder*, Zentralblatt f. Miner. (A) *1934*, 113—122. — 13. *Rinne, F.*, N. Jahrb. f. Miner. 2 (1916), 106. — 14. *Thibault, N. W.*, Am. Mineralogist *29* (1944), 249—278; 327—362. — 15. *Verma, A. R.*, Nature *167* (1951), 939; *168* (1951), 430 und 783; Phil. Mag. *42* (1951), 1005. — 16. Acta Crystallographica *4* (1951), 497; Phil. Mag. Ser. 7, *42* (1951), 1014; Phil. Mag. Suppl. *1* (1952), 91—109.

Aus dem Institut für Radiumforschung Wien.

Über die Färbungen des Fluorits.

Von

Karl Przibram.

(Eingelangt am 11. Januar 1952.)

Fluorit bietet wohl das erste Beispiel einer künstlichen Färbung eines natürlichen Kristalls durch eine physikalische Einwirkung. *Th. J. Pearsall* (1) hat durch Erhitzen entfärbte Fluorite dadurch blau, violett oder rosa gefärbt, daß er die Funken einer Leydenerflasche über sie springen ließ; er hat so den ersten Spatenstich auf einem Felde getan, das in den letzten Dezennien sehr intensiv bearbeitet worden ist. *Pearsalls* Name ist indessen wenig bekannt; er fehlt in den bisher erschienenen Auflagen des „Poggendorff". Der Verfasser verdankt Prof. *E. N. da C. Andrade* und dem Bibliothekar *K. D. C. Vernon* von der Royal Institution in London folgende Mitteilungen.

Thomas J. Pearsall war „Chemical Assistant" im Laboratorium der Royal Institution unter *Faraday,* der zweimal in seinen berühmten Tagebüchern seiner Hilfe beim Experimentieren gedenkt. Außer den beiden zitierten Arbeiten hat *Pearsall* noch zwei veröffentlicht, eine „On the red solutions of manganese", und eine über ein Verfahren zur Herstellung von schwarzen Marmorreliefs („embossed black marble"), von denen er Proben am 8. Februar 1932 in der Royal Institution vorzeigte. Andere Veröffentlichungen konnten nicht gefunden werden, er war jedoch ein eifriges Mitglied der Society of Arts und nahm daselbst an vielen Diskussionen teil.

Die erstgenannten beiden Arbeiten sind in *Kaysers* Handbuch der Spektroskopie eingehend referiert. *C. Doelter* erwähnt *Pearsall* in seinem Buche „Das Radium und die Farben" nur bei der Besprechung der Verfärbung des Fluorits, ohne auf die allgemeinere Bedeutung der Versuche hinzuweisen; ebenso sagt er im Handbuch der Mineralchemie nur: „Bläuliche Färbung hatte schon *Pearsall* durch Durchleiten eines elektrischen Stromes erhalten".

Pearsall hat nicht nur als erster die Färbung erhalten, sondern auch festgestellt, daß jene Teile eines Fluoritkristalls, die im Natur-

zustand am dunkelsten gefärbt sind, meist an den Kanten und Ecken, auch nach der Entfärbung durch Erhitzen unter dem Einflusse des elektrischen Funkens sich am stärksten wieder färben und fügt hinzu: „It is a curious circumstance, that those portions of fluor which are naturally the most coloured, are also, when rendered white by heat, recoloured with the greatest facillity by electricity; and as the latter power would appear to confer colour-only modifying in some way the arrangement of the particles, may not natural fluors owe their colours to structure? And may we not be allowed to suppose that nature used the same means, and that *Electricity* confers colour and phosphorescence in the first instance? Both natural and the induced colours are destroyed by heat; and colour, like phosphorescence, may be repeatedly restored by electricity."

Es kann wohl kein Zweifel bestehen, daß es bei den Versuchen von *Pearsall* das von den Funken ausgesandte kurzwellige Ultraviolett war, das die Färbung und die „Phosphoreszenz" (es handelte sich da um Thermolumineszenz) bewirkt hat. Setzen wir in obigem Passus Strahlung statt Elektrizität, so sehen wir, daß *Pearsall* der heutigen Deutung so nahe war, als es vor der Entdeckung der Radioaktivität überhaupt möglich war. Später hat dann *A. Kenngott* (2), der sehr treffende Bemerkungen über die Fluoritfärbung macht, ein „Mitwirken der Elektrizität" angenommen, ohne daß aus seiner Arbeit klar hervorgeht, wie er sich dies vorstellte.

M. Berthelot (3) hat 1906 auf Grund eigener Versuche über die Färbung von Fluoriten durch Radiumstrahlen auf den radioaktiven Ursprung der natürlichen Farben dieses Minerals geschlossen, anscheinend ohne zu wissen, daß *Siedentopf* diese Annahme ein Jahr vorher für das blaue Steinsalz gemacht hatte.

Ehe auf die neueren Untersuchungen über die Fluoritfärbungen eingegangen wird, sei hier noch einmal an die Kriterien erinnert, die eine natürliche Mineralfärbung als Bestrahlungsfarbe charakterisieren:

Die Farbe verschwindet bei verhältnismäßig geringer Temperaturerhöhung, meist schon bei 200 bis 300° C.

Dabei tritt in den allermeisten Fällen Thermolumineszenz auf.

Die Farbe muß am farblosen Material durch künstliche Radiumbestrahlung erhalten werden können. Diese Bedingung ist manchmal dahin verschärft worden, daß die Farbe unter denselben Umständen wie in der Natur auftreten müsse. Dem ist aber entgegenzuhalten, daß wir eine der in der Natur gegebenen Bedingungen im Laboratorium nicht zur Verfügung haben, nämlich die lange Einwirkungsdauer sehr schwacher Strahlungsquellen. Wohl aber kann heute gefordert werden, daß über die qualitative Ähnlichkeit der natürlichen und der künstlichen Farbe hinaus in beiden Fällen im Absorptions-

spektrum die Absorptionsmaxima bei denselben Wellenlängen auftreten müssen.

Schließlich ist zu untersuchen, ob die in der Natur gegebenen radioaktiven Strahlungsquellen wirklich zur Färbung ausreichen.

An anderer Stelle hat der Verf. (4) zu zeigen versucht, daß alle diese Bedingungen bei gewissen gelben, den violetten und den blauen Steinsalzvorkommen erfüllt sind. Hier sei dasselbe für die wichtigsten Fluoritfärbungen unternommen.

Die Farbe des Fluorits wird in den meisten Fällen durch Erwärmen auf 200 bis 300° C vernichtet, wie schon lange bekannt war. Über die Thermolumineszenz des Fluorits, wohl die glänzendste und am längsten bekannte, findet sich eine Angabe schon bei *Oldenburg* (5). Sie verschwindet ziemlich gleichzeitig mit der Farbe. Daß entfärbter Fluorit durch Strahlung wieder gefärbt werden kann, geht schon aus den eingangs besprochenen Versuchen *Pearsalls* hervor, der, wie gesagt, auch die *Farbverteilung,* wie sie in der Natur gegeben ist, nach der künstlichen Färbung erhielt. Letzteres ist in neuerer Zeit eingehender durch *Iimori* (6) festgestellt worden. Die künstlich erhaltenen Farben variieren von blau über violett bis rosa, wobei sie nicht immer den Farben entsprechen, die der Kristall im Naturzustand hatte, was aber durch das Vorwalten der labileren Farben bei der intensiven künstlichen Bestrahlung erklärlich ist (Prinzip der natürlichen Auslese des Stabilsten). So ist die bei Radiumbestrahlung meist auftretende rein blaue Farbe in der Natur sehr selten; sie geht aber bei langer Bestrahlung oder auch beim bloßen Liegen im Dunklen in das in der Natur häufige stabilere Violett über.

Über die Absorptionsspektren färbiger Fluorite liegt schon ein ziemlich großes Material vor, das in der Tabelle am Schlusse dieser Arbeit zusammengestellt ist.

An anderer Stelle hat der Verf. (7) darauf hingewiesen, daß die zweiwertigen Seltene-Erdionen, deren Anwesenheit in Fluoriten durch ihre charakteristische Fluoreszenz erwiesen ist, sich auch im Absorptionsspektrum erkennen zu geben scheinen. Es handelte sich da um Absorptionsmaxima bei etwa 365 und 390 mμ, die dem Eu^{++}, und bei 430, 450 und 470 mμ, die dem Sm^{++} zugeschrieben wurden, worauf insbesondere der Zusammenhang mit der Erregungsverteilung der Fluoreszenz hinwies. Diese Zuordnungen sind durch neuere Messungen des Absorptionsspektrums von Eu^{++}- bzw. Sm^{++}-hältigem $SrCl_2$ zum Teil bestätigt worden. Für ersteres fanden *Freed* und *Katcoff* (8), zwar nicht bei Zimmertemperatur, wohl aber bei —78° C ein Maximum bei 389 mμ, bei —188° C auch solche bei 360 und 378 mμ. Für $SrCl_2 + Sm^{++}$ fand *Butement* (9) Maxima bei 356, 377,

412, 480 und 586 mμ, für NaCl + Sm^{++} solche bei 357, 378, 412, 470 und 586 mμ und ganz ähnliche für $BaCl_2$ + Sm^{++}, also ohne wesentliche Abhängigkeit von Grundmaterial. Es scheinen also wirklich die Absorptionsmaxima im Fluorit bei 365 und 390 mμ den S. E. anzugehören, und zumindest das bei 470 mμ dem Sm^{++}. Fraglich bleibt noch, ob die Maxima bei 360 und 378 mμ in den Messungen von *Freed* und *Katcoff* wirklich dem Eu^{++} angehören, und nicht dem Sm^{++}, das nach *Butement* ganz ähnliche zeigt, denn das von *Freed* und *Katcoff* angegebene Fluoreszenzspektrum spricht dafür, daß ihr Eu noch Spuren von Sm enthielt. Die Zuordnung des Maximums bei 380—390 mμ zum Eu^{++} scheint aber gesichert.

Die bisherigen Untersuchungen über die Färbung des Fluorits litten an dem Übelstande, daß es nicht möglich war, zum Zwecke des Vergleiches mit verfärbtem reinem CaF_2 hinreichend große Kristalle dieser Substanz synthetisch herzustellen. Dies ist aber in neuerer Zeit gelungen (10), und an solchen Kristallen hat *Smakula* (11) das Absorptionsspektrum nach Verfärbung mittels Röntgenstrahlen ausgemessen. Es zeigt Maxima bei 335, 400 und 580 mμ. Wie man sieht, kommen die den Seltene-Erdionen zugeschriebenen Maxima in diesem Farbzentrenspektrum des CaF_2 nicht vor, worin eine weitere Stütze für diese Zuordnung zu erblicken ist. Wohl aber treten die Zentrenmaxima bei zahlreichen natürlichen Fluoriten teils im Naturzustand, teils nach Bestrahlung auf, wie die Tabelle zeigt.

Die Zeilen 1 und 2 geben die Messungen von *Freed* und *Katcoff* an Eu^{++}, soweit sie mit den Messungen an natürlichen Fluoriten verglichen werden können, d. i. ohne die Maxima im ferneren UV, Zeile 3 und 4 die Messungen *Butements* an Sm^{++}. Zeile 5: das Zentrenspektrum des reinen CaF_2 nach Smakula. Dann folgen die Spektra natürlicher Fluorite. Das von *Herman* und *Silverman* (12) an einem violetten Fluorit gemessene Spektrum stimmt vollkommen mit dem des röntgenverfärbten CaF_2 überein, ist also Farbzentren zuzuschreiben. Das von *Mollwo* (13) durch Elektroneneinwanderung erhaltene Spektrum 8 zeigt zwei Maxima des Sm^{++} (375 und 470 mμ, ersteres vielleicht auch Eu^{++}) und eines bei 525 mμ, das noch nicht zugeordnet werden kann. Zeile 9: der anscheinend recht reine Fluorit vom Sarntal zeigt nach *Urbanek* (14) ein ähnliches Absorptionsspektrum wie das *Smekula*sche Zentrenspektrum, nur konnte *Urbanek* zur Messung nur die stärksten Linien des Hg-Bogens benützen, so daß die Maxima nicht genau lokalisiert werden konnten. Bei einem farblosen und einem grünen Fluorit von Derbyshire haben *Nichols* und *Merritt* (15) ein Maximum bei 385 mμ gefunden (Zeile 10, 11), das sich auch in den Messungen von *Eysank* (16) (Zeile 12) und *Belar* (7) (Zeile 13) wiederfindet und praktisch mit dem Maximum für Eu^{++}

deckt. Beim Fluorit von Weardale (Zeile 14, 15, 16) ist es nicht sicher, ob das Maximum bei 360 bis 370 mμ dem Eu^{++} oder dem Sm^{++} angehört. Bei Zeile 14 sind im Gebiet um 360 mμ nicht hinreichend viele Meßpunkte bestimmt, um das Maximum genauer festlegen zu können. Das Maximum bei 400 mμ entspricht einem Zentrenmaximum, ebenso das bei 580 mμ.Das Maximum bei 400 mμ wächst bei fortgesetzter Radiumbestrahlung rascher an als das kürzerwellige, was verständlich ist, wenn ersteres den CaF_2-Zentren, letzteres den Spuren zweiwertiger Seltene-Erdionen zuzuschreiben ist. Die Maxima bei 400 und 580 mμ treten auch im Fluorit vom St. Gotthart nach Radiumbestrahlung auf (Zeile 17). Der violette Fluorit von Schlaggenwald (Zeile 18) zeigt die Seltene-Erdmaxima bei 360 und 380 mμ, sowie bei 470 mμ, Zentrenmaxima des CaF_2 bei 395 und 575 mμ. Bei dem gelben Fluorit von Wölsendorf (Zeile 19) (17) ist das Sm^{++}-Maximum bei 470 mμ über einem breiten Absorptionsgebiet nur angedeutet. Fluorit von Ost-Turkestan (Zeile 20, 21) (17): Sm^{++}-Maxima bei 410 bzw. 415 mμ und bei 470 mμ, Zentrenmaximum bei 570 bzw. 580 mμ. Fluorit von Hodatsu (Zeile 22) (18): Seltene-Erdmaximum bei 364 mμ, Zentrenmaximum bei 580 mμ; von Obira (18): Zentrenmaximum bei 337 mμ, Seltene-Erdmaximum bei 364 mμ. Brandberg, Südafrika (Zeile 25): Seltene-Erdmaxima bei 365, 380 und 470 mμ, Zentrenmaxima bei 395 und 575 mμ; New South Wales (Zeile 26): Seltene-Erdmaxima bei 380 und 470 mμ.

Die Maxima von 600 mμ aufwärts lassen sich derzeit weder den Seltenen Erden noch den Zentren des CaF_2 zuordnen. *Mollwo* hat bei der additiven Verfärbung eines Fluorits durch Elektroneneinwanderung die Bildung von Kolloiden bei höherer Temperatur festgestellt, mit derartig langwelligen Absorptionsmaximis. Aber man muß sich hier, wie beim Steinsalz, davor hüten, alle längerwelligen Maxima Kolloiden zuzuschreiben. So ließ sich in dem durch Radiumbestrahlung tief blau gefärbten Fluorit von Derbyshire (Zeile 12, 13) mit Maximis bei 620 bis 625 mμ kein Tyndallkegel nachweisen und es ist, von den leicht reduzierbaren Silberhalogeniden abgesehen, kein Fall bekannt, daß sich während der Bestrahlung des Kristalls irgendeiner Substanz bei Zimmertemperatur Kolloide gebildet hätten.

Über Kolloide in Fluoriten im Naturzustand liegen nur zwei Beobachtungen vor [1], die aber beide Bedenken ausgesetzt sind: *Schilling* (19) spricht von einem blauen Tyndallkegel, was, falls es sich nicht um einen Schreibfehler handelt, auf eine Verwechslung mit

[1] Anmerkung bei der Korrektur: Auch *T. Sakas* und *M. Hirose* (Mem. Coll. Sci. Kyoto Univ. *4* [1921], 349) haben eine Anzahl natürlicher farbiger Fluorite ultramikroskopisch untersucht. Sie fanden nur vereinzelte helle Teilchen, die mit der Färbung in keinem Zusammenhang zu stehen schienen.

Nr.	Material	Fundort	Naturfarbe	Behandlung	Autor
1	Eu++ in $SrCl_2$ bei —78° C				Freed und Katcoff[8]
2	bei —188° C				Freed und Katcoff[8]
3	Sm++ in $SrCl_2$				Butement[9]
4	Sm++ in NaCl				Butement[9]
5	CaF_2 synthet. rein			röntgenbestrahlt	Smakula[11]
	natürliche Fluorite				
6		?	violett	—	Herman und Silverman[12]
7		?	bernsteingelb	—	Herman und Silverman[12]
8		?	—	Elektronen-einwanderung	Mollwo[13]
9		Sarntal	farblos	Ra-bestr.	Urbanek[14]
10		Derbyshire	„	—	Nichols und Merritt[15]
11		„	grün	—	Nichols und Merritt[15]
12		„	gelblich	Ra-bestr.	Eysank[16]
13		„	„	„	Belar[7]
14		Weardale	farblos	„	Eysank[16]
15		„	lila	—	Belar[7]
16		„	grün	—	„
17		St. Gotthard	rosa	Ra-bestr.	Eysank[16]
18		Schlaggenwald	violett	—	Belar[7]
19		Wölsendorf	gelbbraun	—	Kellermann[17]
20		Ost-Turkestan (ähnlich auch Eastpool)	farblos	Ra und UV bei Tieftemperatur	„
21		Ost-Turkestan	grün	—	„
22		Hodatsu	„	—	Yoshimura[18]
23		Obria	hellgelbgrün	—	„
24		„	rosa	—	„
25		Brandberg Südafrika	grün	—	Belar[7]
26		New South Wales	„	—	„

[1] Diese Maxima sind nicht in die geglätteten Kurven der Abbildungen aufgenommen worden, ergeben sich aber bei genauerer Verfolgung der einge-

Absorptionsmaxima in mμ

			389														
	360	378	391														
	356	377			412			480					586				
	357	378			412			470					587				
335				400								580					
335				395								580					
						430											
		375						470		525							
313-334				400													
			385														
			385		Knick bei 420						550						
		370	385					470[1]	500						620		
	365		380					480	500						625		
	360?			400								580					
	360	370		400			450	470	500	520	550	580		600		640	
	365			400		430	450	475						600	625	650	
				400								580					
	360		380	395		430		470	500	525		575		600		640	
						430[1]	450[1]	470[1]									
					410					525		570			625		
					415			470		525							
	364					430						580					
337	364																
									500								
	365		380	395		430		470	500		555	575			620	640	660
			380			430	450	470							630		

zeichneten Meßpunkte, siehe Abb. 2 und 3 bei *Eysank* (16) und Abb. 19 bei *Kellermann* (17).

Fluoreszenz deutet, und Frl. *Goebel* (20), die an Fluoritdünnschliffen mit Dunkelfeldkondensor Einzelteilchen beobachtete, schreibt die grüne Farbe kleineren, die violette größeren Teilchen zu, was mit der von Frl. *Mayerl* (21) auf das System Ca in CaF_2 angewandten *Miesche*-Theorie der Lichtzerstreuung nicht übereinstimmt. Fräulein *Mayerl* hat folgenden Zusammenhang zwischen Farbe und Ca-Teilchengröße im Fluorit errechnet:

Lage des Absorptionsmaximums in mμ	Teilchendurchmesser in mμ	Farbe des CaF_2 im durchfallenden Licht
525 — 540	0 — 50	Purpur
540 — 580	50 — 80	Violett
580 — 640	80 — 100	Blau

Wahrscheinlich ist das Zentrenspektrum des CaF_2 noch komplizierter und ebenso vom Störgrad (Verunreinigung, plastische Deformation, thermische Vorgeschichte) abhängig wie beim Steinsalz; auch da sind ja immer neue Zentrenarten entdeckt worden. So ist es möglich, daß die längerwelligen Absorptionsmaxima, soweit sie nicht Kolloiden zugeschrieben werden können, von höher gestörten Zentren, entsprechend etwa den M- und N-Zentren der Alkalihalogenide, herrühren.

Ganz ohne Deutung sind noch die Maxima bei 430 mμ (Zeile 7, 16, 18, 19, 22, 25, 26), bei 450 mμ (Zeile 15, 16, 19, 26), bei 500 mμ (Zeile 12, 13, 15, 18, 24, 25) und bei 525 mμ (Zeile 8, 15, 18, 20, 21). Während es möglich ist, daß auch diese Maxima höher gestörten Zentren des CaF_2 angehören, muß doch auch an das Mitspielen anderer färbender Fremdionen gedacht werden. So spricht schon *Kenngott* (2) von dem durch Glühen herbeigeführten Verlust der Farbe, „wovon nur äußerst wenige schon durch die Art ihrer Farbe kenntliche Flußspate ausgenommen sind, welche durch Malachit oder Kupferlasur oder Eisenoxyd gefärbt sind." In neuerer Zeit haben *Chudoba, Kleber* und *Siebel* (22) CaF_2 durch Zusammenschmelzen mit verschiedenen Schwermetallsalzen gefärbt. Gelegentlich können auch organische Stoffe wie an der Lumineszenz, so auch an der Färbung beteiligt sein.

Die Farbe der Fluorite kann durch verschiedene Einwirkungen verändert werden. Diese Änderungen können nun zum Teil schon Elektronenübergängen von einer Zentrenart zu einer anderen zugeordnet werden.

Bildung der stabileren violetten Farbe aus der labileren primären Bestrahlungsfarbe: Übergang vom Maximum oberhalb 600 mμ zu 580 mμ, vielleicht auch bis 525 mμ *(Eysank)* (16).

Farbänderung grüner und blauer Fluorite nach violett durch Druck (Piezochromie): Übergang von 580 oder 600 mμ nach 525 mμ *(Eysank)* (16).

Farbänderung gewisser Fluorite durch Belichtung bei Tieftemperatur: Übergang von 400 nach 525 und 580 (600) mμ und umgekehrt *(Kellermann)* (17). In diesem Falle war vom Verf. ein Übergang von Eu^{++} zu den längerwelligen CaF_2-Zentren vermutet worden; der Vergleich der Messungen *Kellermanns* mit jenen *Smakulas* zeigt aber eine bessere Übereinstimmung mit der Annahme, es handle sich um Übergänge zwischen verschiedenen Zentren des CaF_2; ob diese den F- und F'-Zentren der Alkaliholgenide ganz analog sind, muß noch dahingestellt bleiben.

H. Steinmetz (23) hat schon frühzeitig darauf hingewiesen, daß zur Erklärung der oft streifigen Färbung des Fluorits eine Sensibilisierung gewisser Schichten angenommen werden müsse; als sensibilisierende Substanz kommen sulfidische Einschlüsse in Betracht. Es scheint aber, daß auch die Seltenen Erden sensibilisierend wirken können. So war es dem Verf. schon lange aufgefallen, daß die Fluorite oder jene Teile von solchen, die rot fluoreszieren (Sm^{+++}), sich besonders rasch und tief blau färben. Dies konnte auch in einem Fluorit von Namèche bei Namur bestätigt werden, den der Verf. (24) dank dem Entgegenkommen von Prof. *H. Buttgenbach* in Brüssel untersuchen konnte. Es ist dies ein großes Spaltstück, das zur Hälfte farblos, zur Hälfte violett gefärbt ist; erstere Hälfte zeigt nur die blaue Europiumfluoreszenz, letztere eine purpurne, was auf Überlagerung des roten Sm^{++}-Leuchtens über das blaue Eu^{++}-Leuchten beruht. Es scheint das labile Sm^{++} leicht sein überschüssiges Valenzelektron an das CaF_2 unter Bildung höherer, d. h. gestörter Farbzentren abzugeben oder, nach der älteren Ausdrucksweise, Calciumionen an Störstellen zu neutralisieren.

Die oft höchst eigenartige Verteilung der Farbe in Fluoritkristallen, die insbesondere von *H. Steinmetz* (25) und von *H. Haberlandt* und *A. Schiener* (26) studiert worden ist, wird durch die Verteilung der radioaktiven und der sensibilisierenden Substanzen bedingt sein, wobei noch die Diffusion dieser Substanzen und die Existenz eines Optimums des Fremdionengehaltes für die Verfärbung zu berücksichtigen sein wird, wie der Verf. (27) an anderer Stelle ausgeführt hat.

Genügt die im Fluorit enthaltene Radioaktivität zur Erklärung der Färbung? Bestimmung der Radioaktivität von Fluoriten wurde von *G. Hoffmann* (28) mit seinem hochempfindlichen Duantenelektrometer vorgenommen. Er fand folgende Werte für den Radiumgehalt, ausgedrückt in 10^{-12} g Ra im Gramm Fluorit: Schwach hellgrüner Fluorit vom Harz 0·27, hellgrüner von Cumberland 0·38, dunkel-

violetter Stinkfluß aus Böhmen 2·24. Unter Annahme radioaktiven Gleichgewichtes gibt dies einen Urangehalt, ausgedrückt in 10^{-6} g U im Gramm Fluorit von 0·8, 1·1 und 6·6. Die Zahl der Messungen ist zu klein, um entscheiden zu lassen, ob die Tiefe der Färbung mit dem Gehalt an radioaktiven Substanzen zusammenhängt; daß es in dieser Meßreihe diesen Anschein hat, kann Zufall sein, besonders, da man mit verschiedener Sensibilisierung zu rechnen haben wird. Der Urangehalt mancher Fluorite konnte auch aus ihrer Fluoreszenz nach dem Glühen erschlossen werden (29). So ergab sich für einen Fluorit von Weardale ein Urangehalt von $1{\cdot}8 \cdot 10^{-6}$, für einen von Wölsendorf von $7{\cdot}5 \cdot 10^{-6}$, Werte, die sich gut an jene von *Hoffmann* anschließen. Der Größenordnung nach stimmen sie mit dem mittleren Urangehalt der Erdrinde überein. Nimmt man an, die Färbung des Fluorits beanspruche etwa dieselbe Energie wie jene des Steinsalzes, was größenordnungsmäßig wohl stimmen wird, und berechnet wie bei Steinsalz die Dauer, während der der Uran-Radiumgehalt des Fluorits gewirkt haben muß, um die zur Färbung nötige Energie aufzubringen, so gelangt man zu der Größenordnung von einigen zehntausend Jahren, d. i. geologisch gesprochen eine so kurze Zeit, daß sich der Deutung der natürlichen Fluoritfarben als Bestrahlungsfarben da kaum Schwierigkeiten bieten.

Die vorliegende Arbeit stellt eine Weiterentwicklung einer im Wien. Anz. vom 22. November 1951 erschienenen kurzen Notiz dar.

Zusammenfassung.

Nach einem historischen Rückblick auf die künstliche Färbung des Fluorits wird gezeigt, daß in den Absorptionsspektren natürlicher Fluorite Maxima auftreten, die teils den Farbzentren des CaF_2, teils den zweiwertigen Ionen der Seltenen Erden zugeschrieben werden können; andere wieder können noch nicht identifiziert werden. Alles weist darauf hin, daß ein Großteil der natürlichen Fluoritfärbungen als Bestrahlungsfarben aufzufassen ist. Der Gehalt der Fluorite an radioaktiven Substanzen genügt, um die Färbung in geologisch gesprochen kurzen Zeiten bewirkt zu haben.

Literatur.

1. *Pearsall, Th. J.*, J. Royal Inst. *1*, 77 (1830/31), 267. — 2. *Kenngott, A.*, Wien. Ber. *11* (1853), 12. — 3. *Berthelot, M.*, C. R. *143* (1906), 477. — 4. *Przibram, K.*, Acta Phys. Austr. *1* (1947), 131. Geochim. et Cosmochim. Acta *1* (1951), 299. — 5. *Oldenburg, H.*, Phil. Trans. Abrdg. 3, 345, 1705, zit. nach *H. Kaiser*, Handb. d. Spektroskopie, Bd. 4. — 6. *Iimori, S.*, Sc. Pap. Inst. Phys. Chem. Res. Tokio, *20* (1933), 189. — 7. *Przibram, K.*, Wien. Ber. II a, *147* (1938), 261. — 8. *Freed, S.*, und *S. Katcoff*, Physica *14* (1948), 17. — 9. *Butement, F. D. S.*, Trans. Faraday Soc. *44* (1948), 617. — 10. *Stockbarger, D. C.*, J. O. S. A. *39* (1949), 731. — 11. *Smakula, A.*, Phys. Rev.

77 (1950), 408. — 12. *Herman, R.,* und *S. Silverman,* J. O. S. A. *37* (1947), 871. — 13. *Mollwo, E.,* Götting. Nachr. Math.-phys. Kl. N. F. *1* (1934), 79. — 14. *Urbanek, J.,* Diss. Wien, 1950; Wien. Anz. 23. März 1950; Acta Phys. Austr. *5* (1951), 69. — 15. *Nichols, E. L.,* und *E. Merritt,* Phys. Rev. *19* (1904), 18. — 16. *Eysank, Elfriede,* Wien. Ber. II a, *145* (1936), 387. — 17. *Kellermann, E. W.,* Wien. Ber. II a, *146* (1937), 115. — 18. *Yoshimura, J.,* Sc. Pap. Inst. Phys. Chem. Res. Tokio *20* (1933), 170. — 19. *Schilling, A.,* N. Jahrb. f. Min., Geolog. Paleont. Beil. *53* (1926), 241. — 20. *Goebel, Luise,* Wien. Ber. I, *139* (1930), 373. — 21. *Mayerl, Margarete,* Diss, Wien, 1949, Wien. Anz. 21. Juni 1951. — 22. *Chudoba, K. F., W. Kleber* und *J. Siebel,* Chem. d. Erde, *13* (1941), 472. — 23. *Steinmetz, H.,* Zs. f. Kristall *58* (1923), 330. — 24. *Przibram, K.,* Bull. Cl. Sci. Acad. royal d. Belgique, *32* (1946), 363. — 25. *Steinmetz, H.,* Zs. f. Kristall *61* (1925), 380. — 26. *Haberlandt, H.,* und *A. Schiener,* Zs. f. Kristall (A) *90* (1935), 193. — 27. *Przibram, K.,* Wien. Anz. 11. Jänner 1951. — 28. *Hoffmann, G.,* Zs. f. Phys. *25* (1924), 177. — 29. *Haberlandt, H.,* Berta *Karlik* und *K. Przibram,* Wien. Ber. II a, *144* (1935), 135.

Aus dem Institut für Mineralogie und technische Geologie an der Technischen Hochschule in Graz.

Röntgenuntersuchungen an steirischen Opalen und Chalcedonen.

Von

Erich Neuwirth.

(Eingelangt am 11. Januar 1952.)

1. Die Opale.

Schon vor einigen Jahrzehnten wurde röntgenographisch festgestellt (7), daß die Opale nicht immer amorph sind, sondern in sehr vielen Fällen einen geordneten Gitterbau besitzen. Dieser entspricht entweder dem Quarz bzw. Tief- oder Hochcristobalit. Es gibt aber auch Opale, die Röntgendiagramme von zwei verschiedenen dieser Gittertypen liefern, also z. B. neben Baueinheiten von Quarz auch solche von Hochcristobalit enthalten. (4).

Im Hinblick auf diese Erkenntnisse erschien das Verhalten der steirischen Opale wissenswert. Es wurde daher von allen bisher bekannten Fundpunkten Material zusammengetragen. Dazu standen mir die Sammlungen des Mineralogisch-petrographischen Institutes der Universität, der Abteilung für Mineralogie des Joaneums und der Lehrkanzel für Mineralogie und technische Geologie an der Technischen Hochschule in Graz zur Verfügung. Den Herrn Vorständen, Prof. Dr. *H. Heritsch*, Dipl.-Ing. *Dr. E. Krajicek* und Prof. Dr. *A. Hauser* bin ich dafür zu Dank verpflichtet.

An die röntgenographische Untersuchung wurde auch die optische angeschlossen. Daraus ergaben sich folgende Daten (s. S. 33):

Die nach der Methode *Debye-Scherrer-Hull* durchgeführten Röntgenaufnahmen enthielten meist 8 bis 10 Interferenzlinien und waren nach Hochcristobalit zu indizieren. Untereinander waren die Aufnahmen hinsichtlich der Breite der Linien und ihrer fast charakteristischen Verschwommenheit sehr ähnlich. Einzelne Diagramme die nur 3 bis 4 meßbare Linien hatten, ergaben gleichfalls eindeutig Hochcristobalitstruktur. Quarz- und Tiefcristobalitlinien traten weder allein noch zusammen auf.

Die Aufnahmen der amorphen Varietäten, nämlich des Forcherits und des Hyaliths wiesen nur einen sehr stark verschwommenen Interferenzring zunächst der Primärschwärzung auf. Das Basaltglas vom Steinberg bei Feldbach ließ auch diese Erscheinung vermissen. Schwache Beugungseffekte in unregelmäßiger Anordnung und von umgekehrter Krümmung als Interferenzlinien aber sonst von ähnlichem Aussehen dürften Glasbruchlinien entsprechen.

Tab. 1. *Opale.*

Bezeichnung der Probe	Fundort	Lichtbrech.	Dichte	Strukturart
1. Milchopal	Weitendorf	1·466	2·068	Hochcristobalit
2. Opal blau	»	—	—	»
3. Opal bläulich	»	1·439	2·020	»
4. Feueropal	Gossendorf	1·439	2·020	»
5. Opal gelb	»	1·444	2·061	»
6. Opal weiß	»	1·473	2·094	»
7. Opal bläulich	Klause bei Gleichenberg	—	—	Hochcristobalit
8. Milchopal	Kraubath	1·431	1·983	»
9. Opal schwarz	»	—	2·078	»
10. Forcherit	Knittelfeld	1·458	2·025	amorph
11. Hyalith	Hochstraden	1·457	—	»
12. Hyalith	Weitendorf	—	—	»
13. Opal farblos	Redlschlag, Burgenland	1·437	2·019	Hochcristobalit
	Anhang			
1. Basaltglas	Steinberg bei Feldbach	1·562	2·700	amorph

Der Forcherit enthält als Pigment Schwefelarsen. Da diese Pigmentierung nur 2·65 bis 3·34 Gwe.% ausmacht (5), sind Interferenzlinien dieses Stoffes nicht zu erwarten. Die Frage, in welchem Zustande sich diese Beimengung befindet, bleibt daher offen. Ganz ähnlich verhält es sich mit dem schwarzen Opal von Kraubath. Er enthält magnetisches Eisenoxyd (*Meixner, H.* [6]: Magnetit), das ebenfalls wegen zu geringem prozentuellen Anteil keine Interferenzlinien lieferte.

Optisch waren alle Opale einheitlich isotrop und ohne Spannungseffekte. Die Lichtbrechung und vor allem die Dichte der kristallinen Opale liegt wesentlich unter der des Hochcristobalits. Derartige Unterschiede sind auch von Quarz-Opalen lange bekannt und werden mit dem Wassergehalt der Opale erklärt. Für die Hochcristobalit-Opale gilt wohl dasselbe.

2. Chalcedone.

Die unterschiedliche, optische Orientierung der „Chalcedone" war schon vor Beginn des jetzigen Jahrhunderts Anlaß zur Untergliederung des Minerals und damit zusammenhängend zur Einführung neuer Mineralnamen, die im folgenden in gleicher Weise verwendet werden:

Chalcedon: faserig struiertes SiO_2 mit Quarzstruktur u. $n\alpha$ (ω) // Faserachse
Quarzin: faserig struiertes SiO_2 mit Quarzstruktur u. $n\gamma$ (ε) // Faserachse

F. Laves (4) verwendete den von *Mallard* geprägten Namen Lussatit für anomal doppelbrechendes, faseriges SiO_2 mit Hochcristobalit-Struktur und n_γ // Faserachse und fügte für die gegensätzliche Orientierung (n_α // Faserachse) die Bezeichnung Lussatin hinzu.

Mit der Untersuchung der steirischen Chalcedone wurde der Zweck verfolgt, Klarheit über die Verteilung von Chalcedon, Quarzin, Lussatit und Lussatin zu erhalten. In der folgenden Tabelle ist verschiedenes Material sämtlicher erreichbarer steirischer Fundpunkte mit seinen röntgenographischen und optischen Daten zusammengestellt.

Es zeigt sich somit, daß ein Großteil der „Chalcedone" aus Quarzkristalliten besteht und auch die negative Orientierung nach der Faserachse besitzt, also richtiger Chalcedon ist. Die Proben vom Mühlsteinbruch bei Gleichenberg und Fehring zeigen unter dem Mikroskop überwiegend feinkörnige Struktur. In Nestern und Spalten sind jedoch auch faserige Individuen zu sehen, die sich im bezug auf die Faserrichtung einmal negativ und zum andernmal positiv verhalten. Somit kommen hier Chalcedon und Quarzin unmittelbar nebeneinander vor.

In Weitendorf (südlich Graz) treten nicht sehr häufig Chalcedonnadeln mit einer durchschnittlichen Größe von 0·8 cm auf. Diese nadeligen Aggregate bestehen aus einer Unzahl von faserigen Kristalliten (vgl. Tab. 2: mit Quarzstruktur) mit optisch negativem Verhalten im Sinne der Faserachse (also richtiger Chalcedon) in nach dem Querschnitt radialer Anordnung. Die Spitzen der Nadeln sind durch gewölbeartige Reihung der Fasern geformt. Durchstrahlt man eine solche senkrechtstehende Nadel mit Röntgenlicht, so erhält man merkwürdigerweise eine *Pulveraufnahme* von Quarz mit besonders scharfen Linien.

Das Auftreten des Lussatits ist innerhalb der Steiermark an jungvulkanische Gesteine gebunden (Weitendorfer Basalt, Trachyandesit Gleichenberg). In beiden Fällen ist die Zusammengehörigkeit von blauer Farbe und Hochcristobalitstruktur so unbedingt, daß man die Bestimmung nach den bisher gemachten Erfahrungen nach Farbe und Orientierung der Fasern allein vornehmen kann. Außerdem besitzen alle Lussatite eine auffallend niedrige Doppelbrechung und sind daher auch daran zu erkennen. Diese Eigenschaften zeigen besonders

deutlich wie nahe Hochcristobalitopal und Lussatit genetisch stehen. Der eigentliche Unterschied ist durch die mikroskopisch sichtbare

Tab. 2. *Chalcedone.*

Beschreibung der Probe	Fundort	Struktur-art	Orientierung	$n\alpha$	d	Name
1. farbl. Überzug auf Aragonit 15 mm	Weitendorf	Quarz	$n\alpha$ parallel Faser	1·528	2·542	Chalcedon
2. schlanke, nadelförmige Aggregate bis 8 mm hoch	»	»	»	1·526	2·492	»
3. farbl. Kruste, (5 mm) auf Basalt mit 0·1 mm großen Pyritkristallen	»	»	»	1·533	2·540	»
4. farbl. knollenförmiges Handst. ca. 4 × 5 × 5 cm	Mühlsteinbruch Gleichenberg	»	$n\alpha$ oder $n\gamma$ parallel Faser	1·537	2·574	Chalcedon u. Quarzin
5. wie 4.	Fehring	»	»	1·537	2·587	»
6. wie 4.	Kraubath	»	$n\alpha$ parallel Faser	1·535	2·586	Chalcedon
7. nierige Kruste, 6 mm auf Trachyandesit	Klause bei Gleichenberg	»	»	1·537	2·532	»
8. blaue, 5 mm dicke Kruste auf Trachyandesit mit 7. zusammen	»	Hochcristobalit	$n\gamma$ parallel Faser	—	—	Lussatit
9. blaue Kruste auf Basalt 2 mm dick	Weitendorf	»	»	1·469	2·031	»
10. 10 mm dicke, bläuliche Kruste auf Basalt	»	»	»	1·439	2·031	»
11. 1 mm starker Überzug auf Aragonit	»	»	»	1·440	2·031	»
12. blaue, 2 mm dicke, nierige Kruste auf Basalt	»	»	»	1·444	2·057	»

Kristallisation des Lussatits gegeben. Es konnte in keinem Falle blauer Chalcedon oder anderer als blaufärbiger Lussatit gefunden werden. Eine scheinbare Ausnahme bilden solche Chalcedone (z. B. Tab. 2, Nr. 7), die auf Lussatit, der natürlich blau ist, aufgewachsen sind, und dessen Farbe durchscheinend sich auf den Chalcedon überträgt.

Ein derartiges Beispiel fand sich auch besonders schön im Weitendorfer Basalt. An diesem Stück sind Schichten folgender Mineralien

zu sehen (Reihenfolge vom Basalt zur Oberfläche): Aragonit, Calcit, Lussatit, grobfaseriger Chalcedon, feinfaseriger Chalcedon, Lussatit. Dabei ist die Grenze zwischen erstem Lussatit und grobfaserigem Chalcedon stark gezackt (Relief) bzw. enthält die erste Lussatitschichte in blasenartigen Löchern grobfaserigen Chalcedon. Im Gegensatz hierzu ist die Grenze zwischen feinfaserigem Chalcedon und zweitem Lussatit ohne jede Unebenheit. Damit dürften zwei verschiedene Bildungsabschnitte gekennzeichnet sein. Zum ersten gehört der Aragonit, Calcit und der erste Lussatit, zum zweiten, der eine teilweise Wiederauflösung der ersten Lussatitschicht bewirkte, der grobe und der feine Chalcedon und der zweite Lussatit. Die Bildungsbedingungen für Chalcedon und Lussatit dürften nur sehr gering unterschiedlich sein.

Zusammenfassung.

Die röntgenographische Untersuchung der Opale und Chalcedone der Steiermark ergab, daß die Hochcristobalitstruktur bei Opalen, jedoch nicht bei „Chalcedonen" vorherrscht. Hochcristobalitopale sind genetisch nicht an Erstarrungsgesteine gebunden, während Lussatit nur in Paragenesen mit Ergußgesteinen festgestellt wurde. Da aber auch seine Entstehung in vielen Fällen einen gewissen Grad an „Alterung" darstellt, ist sie auch andernorts möglich und die Auffindung solcher Lussatite zu erwarten.

Außer Hochcristobalitopalen wurden auch solche amorphen Zustandes (Hyalith vom Hochstraden und von Weitendorf, Forcherit Knittelfeld) festgestellt, andere Strukturarten fehlen jedoch gänzlich.

Die „Chalcedone" sind gemäß ihrer Struktur und optischen Orientierung zum überwiegenden Teil Chalcedone im engeren Sinne des Wortes. Quarzin ist verhältnismäßig selten und tritt mit Chalcedon zusammen auf (Fehring, Mühlsteinbruch bei Gleichenberg). Im Weitendorfer Basalt sind Lussatit und Chalcedon gleich häufig, während Quarzin völlig fehlt. Alle bisher als Quarzin von Weitendorf bezeichneten Stücke erwiesen sich als Lussatit. Für die gegensätzliche Orientierung des Lussatits, den Lussatin, konnte innerhalb der Steiermark kein Beispiel gefunden werden.

Herrn Prof. Dr. *H. Heritsch* habe ich für die Möglichkeit der Herstellung der Röntgenaufnahmen zu danken.

Literatur.

1. *C. W. Correns, G. Nagelschmidt,* Ztschr. f. Krist. *85* (1935), 199. — 2. *Hatle E.,* Die Minerale des Herzogtums Steiermark. Verlag Leuschner u. Lubensky, Graz, 1885. — 3. *Laves, F.,* Originalmitteilung in „Die Naturwissenschaften" 27 (1939), 705. — 4. *Levin, I.,* und *E. Ott,* Ztschr. f. Krist. *85* (1935), 305. — 5. *Maly, R.,* Journal f. prakt. Chemie v. *Linne, Erdmann* u. *Werther LXXXVI* (1862), 501. — 6. *Meixner, H.,* und *L. Walter,* Ftschr. d. Min. usw. *23* (1939), Exc. Ber. *XI* S. LXXXI. — 7. *Rinne, F.,* Ztschr. f. Krist. *60* (1924), 55.

Aus dem I. Physikalischen Institut der Universität Wien.

Strukturbestimmung von CsH_2PO_4.

Von

H. Fellner-Feldegg.

Mit 3 Textabbildungen.

(Eingelangt am 16. Januar 1952.)

Im Jahre 1948 wurde auf Veranlassung von Prof. Dr. *F. Machatschki* von *H. Magyar* [1] die Struktur des RbH_2PO_4 in großen Zügen bestimmt und die Raumgruppe D_{2d}^{12} für die allein untersuchte tetragonale Modifikation angegeben. Außerdem wurden bereits die Gitterkonstanten des CsH_2PO_4 bestimmt. Eine Fortsetzung dieser Arbeiten war damals nicht möglich und wurde nun am I. Physikalischen Institut, Abteilung Prof. Dr. *F. Seidl* im Zuge einer exakten Überprüfung der bisher am CsH_2PO_4 gemachten Beobachtungen in Angriff genommen. Es wurde ein weitgehend gereinigtes Präparat hergestellt. Es enthält weniger als 1% K und Rb, andere Elemente sind höchstens spektroskopisch nachzuweisen.

Die vorliegende Arbeit stützt sich hauptsächlich auf die Auswertung von Drehkristallaufnahmen um die Richtungen [100], [010], [001], [110], [101], [011] und [111]. Aus diesen Aufnahmen ergaben sich die Abmessungen der Elementarzelle zu

$$\begin{aligned} a &= 4{\cdot}802 \pm 0{\cdot}033 \text{ Å} \\ b &= 6{\cdot}25 \pm 0{\cdot}019 \text{ Å} \\ c &= 14{\cdot}65 \pm 0{\cdot}24 \text{ Å} \end{aligned}$$

und das Achsenverhältnis $a : b : c = 0{\cdot}769 : 1 : 2{\cdot}346$

Von *H. Magyar* wurde gemessen:

$$\begin{aligned} a &= 4{\cdot}91 \text{ Å} \\ b &= 6{\cdot}35 \text{ Å} \\ c &= 15{\cdot}06 \text{ Å} \\ a : b : c &= 0{\cdot}770 : 1 : 2{\cdot}360 \end{aligned}$$

---

[1] *H. Magyar*, Die Kristallstruktur des tetragonalen RbH_2PO_4 mit vorläufigen Bemerkungen über jene des entsprechenden Cs-Salzes. Ber. d. Österr. Akad. d. Wiss. *12* (1948), 166.

während sich aus goniometrischen Messungen ergab:

$$a : b : c = 0{\cdot}767 : 1 : 2{\cdot}356.$$

Aus den Abmessungen der Elementarzelle und der Dichte des CsH_2PO_4 ($\rho = 3{\cdot}268 \pm 0{\cdot}004$) ergeben sich vier Formeleinheiten pro Elementarzelle.

Die Aufnahmen um die anderen Richtungen ergaben folgende Identitätsabstände:

Drehachse [110] : $7{\cdot}98 \pm 0{\cdot}22$ Å, $\sqrt{a^2 + b^2} = 7{\cdot}87$ Å

[101] : $7{\cdot}817 \pm 0{\cdot}137$ Å, $\sqrt{a^2 + c^2} = 15{\cdot}45$ Å

[011] : $15{\cdot}96 \pm 0{\cdot}19$ Å, $\sqrt{b^2 + c^2} = 15{\cdot}92$ Å

[111] : $17{\cdot}07 \pm 0{\cdot}61$ Å, $\sqrt{a^2 + b^2 + c^2} = 16{\cdot}63$ Å.

Hieraus ergibt sich, daß das Gitter in der (010)-Ebene flächenzentriert ist. Während in den Richtungen [110], [011] und [111] die gemessenen Identitätsabstände mit den aus den Gitterkonstanten errechneten übereinstimmen, ergibt die Richtung [101] nur den halben Abstand. Es liegt also bei der von uns angenommenen Aufstellung der Struktur die Bravaistype B zugrunde. Diesem Bravaistyp entsprechen im rhombischen System folgende Raumgruppen:

C_{2v} (11—17)
D_2 (5·6)
D_{2h} (17—22)

Bei der Indizierung der Aufnahmen [100], [010], und [001] ergaben sich folgende systematische Auslöschungen:

Reflexionen hkl fehlen mit $(h + l) = 2n + 1$
Reflexionen hol fehlen mit $(h + l) = 2n + 1$
Reflexionen okl fehlen mit $l = 2n + 1$
Reflexionen hko fehlen mit $h = 2n + 1$.

Aus den Internationalen Tabellen ergibt sich hieraus als charakteristische Raumgruppe

$$D_6^2$$

und als mögliche Raumgruppen

D_{2h} (1, 4, 5, 7, 9, 13, 19)
D_2 (1, 2, 3, 6)
C_{2v} (1, 2, 4, 6, 7, 8, 11, 14).

Von diesen sind einseitig flächenzentrierte Raumgruppen (Bravaistyp B, s. o.):

$$D_{2h}^{19},\ D_2^6,\ C_{2v}^{11},\ C_{2v}^{14}.$$

Sämtliche zweizählige Punktlagen haben bei diesen Raumgruppen in der z-Richtung den Parameter 0 und $^1/_2$. Die beobachteten Intensitäten für die Reflexionen (00l) sind jedoch (Aufnahmen [100] und [010]):

00l	beob. Int.
002	0
004	25
006	3
008	15
0010	1
0012	5
0014	0

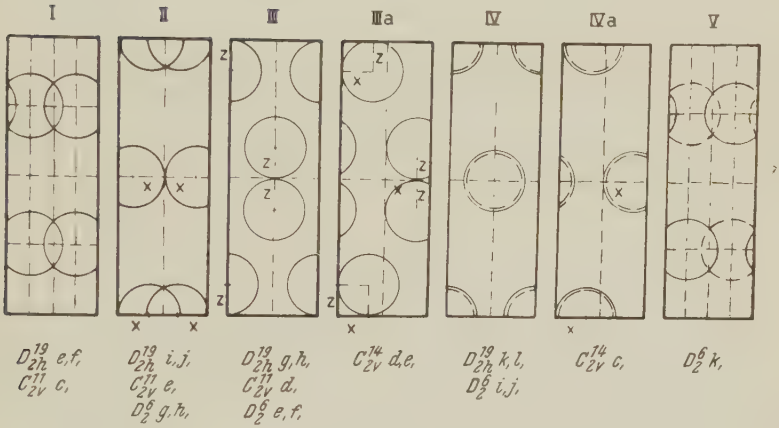


Abb. 1.

Es können also nicht mehrere Atome, insbesondere nicht die 4 Cs- und die 4 P-Atome diese Punktlage einnehmen, da sonst die Reflexion (002) unbedingt auftreten müßte. Da Reflexionen mit $l = 4n$ sehr stark sind, werden die z-Parameter bei $^1/_4$ liegen. Die schwachen Reflexionen (006) und (0010) werden hinreichend durch den Einfluß der O-Atome erklärt.

Abb. 1 gibt die prinzipiell voneinander abweichenden vierzähligen Punktlagen der in Frage kommenden Raumgruppen in der Projektion auf die (010)-Ebene wieder.

Es fallen also die Konfigurationen I, II, IV, IV a und V für die Cs- und P-Atome aus, da der Identitätsabstand $z = ^1/_2$ beträgt.

Zur Unterscheidung zwischen III und III a wären die Reflexionen (h00) heranzuziehen (Aufnahmen [010] und [001]):

hkl	beob. Int.
200	20
400	5
600	12

Diese Intensitäten können sowohl der Punktlage III wie auch III a gerecht werden, wenn man den Einfluß der O-Atome mitberücksichtigt.

Man kann mit großer Wahrscheinlichkeit annehmen, daß die PO_4-Gruppen im CsH_2PO_4, so wie bei allen bisher bekannten Phosphaten und Sulfaten, Tetraeder mit dem Zentralatom im Schwerpunkt und den O-Atomen an den Ecken bilden.

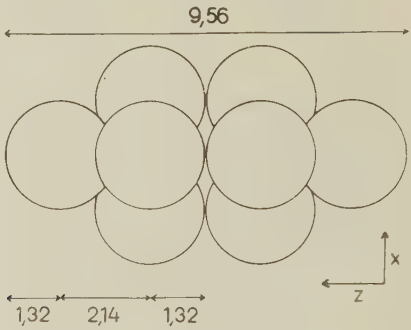


Abb. 2.

Die Lage der PO_4-Tetraeder im Raume ist in diesem Falle bereits fixiert. Da das P-Atom im Tetraeder im Schnittpunkt zweier Symmetrieebenen liegt, muß auch die Lage der Tetraeder dieser Symmetrie entsprechen. Das P-Atom würde danach bei Annahme der Konfiguration III die Parameter $x = 0$ bzw. $x = {}^1/_2$ haben. Der freie Abstand zwischen zwei Cs-Atomen in der z-Richtung beträgt aber maximal $14{\cdot}65 - 4 \,.\, 1{\cdot}65 = 8{\cdot}05$ Å.

In diesen Abstand müssen zwei PO_4-Tetraeder eingepaßt werden können, so daß der Symmetrieebene parallel (001) in c/2, die in allen in Frage kommenden Raumgruppen vorhanden ist, Rechnung getragen wird. In diesem Falle wäre jedoch ein Abstand von $9{\cdot}6$ Å erforderlich. (Wenn man annimmt, daß in den PO_4-Tetraedern der Ionenradius des O-Atoms $1{\cdot}32$ Å beträgt.) (Abb. 2) ($h = {}^{2r}/_{6}\sqrt{6}$.)

Die P-Atome können also nicht den gleichen Parameter x wie die Cs-Atome haben, so daß die Konfiguration III wegfällt. Es kommt daher nur die *Raumgruppe*

$$C_{2v}^{14} = B\,2\,mm$$

in Frage.

Es sind nun insgesamt 5 Parameter zu bestimmen. 2 für die Cs-Atome, 2 für die P-Atome und 1 Parameter für die Lage der PO_4-Tetraeder im Raume.

Die 16 O-Atome können sich, da in dieser Raumgruppe keine sechzehnzählige Punktlage vorhanden ist, nur auf 2 achtzählige, 1 achtzählige und 2 vierzählige oder 4 vierzählige Punktlagen verteilen. Die P- und Cs-Atome können nur die vierzähligen Punktlagen einnehmen, da die zweizähligen Punktlagen in allen Raumgruppen wegen der Intensitäten der (00l)-Reflexionen nicht in Frage kommen. Es müssen also die P-Atome in der Symmetrieebene parallel (010) liegen und diese mit einer der Symmetrieebenen der PO_4-Tetraeder zusammenfallen. Dies ergibt in der Projektion auf (010) folgende möglichen Lagen der PO_4-Tetraeder:

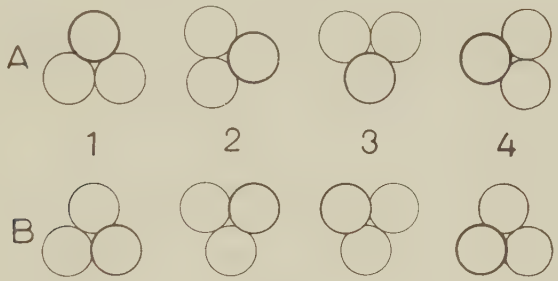


Abb. 3.

Wenn der Abstand zwischen den einzelnen Schichten der PO_4-Tetraeder und zwischen den Cs-Atomen ungefähr gleich ist, so werden die Stellungen 1.) und 3.) sowie 2.) und 4.) identisch. Nachdem die Reflexionen (001) mit $l = 4n$ sehr stark sind, kann man von dieser Annahme ausgehen. Die Stellungen A_1 und A_3 sind nicht möglich, da in dieser Lage der zu erwartende Identitätsabstand $4r = 5{\cdot}28$ Å, die Größe der Elementarzelle in dieser Richtung jedoch nur $4{\cdot}80$ Å beträgt.

Es werden nun die z-Parameter der Konfigurationen A_2, A_4 und B_{1-4} bestimmt, Konfigurationen mit etwas geänderten Parametern aufgestellt und die Intensitäten berechnet. Hiebei zeigt es sich, daß die O-Atome auf jeden Fall 2 vierzählige und 1 achtzählige Punktlage einnehmen müssen, wenn die Punktsymmetrie der P-Atome mit der Symmetrie des Gitterkomplexes übereinstimmen soll. 2 O-Atome liegen in der Symmetrieebene, 2 Atome außerhalb von ihr.

Die Punktlagen sind in diesem Falle:

$$(0\ 0\ 0\ ,\ \tfrac{1}{2}\ 0\ \tfrac{1}{2})+$$

4 Cs: $x_1\ \frac{1}{2}\ z_1$, $x_1\ \frac{1}{2}\ z_1$
4 P: $x_2\ 0\ z_2$, $x_2\ 0\ \bar{z}_2$
4 O_I: $x_3\ 0\ z_3$, $x_3\ 0\ \bar{z}_3$
4 O_{II}: $x_4\ 0\ z_4$, $x_4\ 0\ z_4$
8 O_{III}: $x_5\ y\ z_5$, $x_5\ y\ \bar{z}_5$, $x_5\ \bar{y}\ z_5$, $x_5\ \bar{y}\ \bar{z}_5$

Es wurden folgende Parameter von z angenommen und die Übereinstimmung von berechneten und beobachteten Intensitäten der Reflexionen (00l) überprüft:

	I	II	III	IV	V	VI
4 Cs	0·125	0·125	0·125	0·125	0·125	0·125
4 P	0·139	0·110	0·100	0·180	0·125	0·115
4 O_I	0·095	0·076	0·065	0·180	0·125	0·115
4 O_{II}	0·095	0·076	0·065	0·180	0·125	0·115
8 O_{III}	0·095	0·076	0·065	0·090	0·035	0·025
	0·250	0·221	0·210	0·270	0·215	0·205

Bei der Ausrechnung der Intensitäten ergab sich:

hkl	beob. Int.	I	II	III	IV	V	VI
		errechnete Intensitäten					
002	0	∽0	3·6	6·5	21	∽0	0·4
004	25	77	65	42·5	—	80	71
006	3	2·6	5·5	4·4	—	∽0	∽0
008	15	19	10	6 0	—	22·5	21
00 10	1	∽0	0·4	0·1	—	∽0	0·7
00 12	5	3 4	3·8	4·0	—	9	8
00 14	0	∽0	0·1	∽0	—	∽0	0·2

Die Strukturen I, V und VI entsprechen den beobachteten Intensitäten am besten und diese unterscheiden sich nur so weit voneinander, daß keine von ihnen aus dem Vergleich mit den Drehkristallaufnahmen zwingend ausgeschlossen werden kann. Aus räumlichen Überlegungen erscheinen jedoch V und VI unwahrscheinlich. In diesem Falle würden die PO_4-Tetraeder aneinandergereiht in der a-Richtung eine Identitätsperiode von $2r\sqrt{2} = 3{\cdot}74$ Å (r: Ionenradius des $O = 1{\cdot}32$ Å) ergeben, bei der Konfiguration I hingegen eine solche von $2r\sqrt{3} = 4{\cdot}58$ Å. Die gemessene Identitätsperiode in dieser Richtung ist 4·80 Å.

Schließlich ist noch die gegenseitige Lage der Cs- und P-Atome in der x-Richtung festzulegen. Die Reflexionen (h00) (siehe oben) erfordern eine ausgeprägte Periode mit $x = {}^1/_2$ und mit $x = {}^1/_3$ [(200) und (600) sehr stark]. Da sowohl die Cs- als auch die P-Atome für sich um $x = {}^1/_2$ verschoben sind, muß für die starke Reflexion (600) eine Phasendifferenz $x = {}^1/_3$ der P-Atome gegenüber den Cs-Atomen verantwortlich gemacht werden. Dadurch wird auch die Reflexion (400) geschwächt. Dies stimmt sehr gut mit der Raumerfüllung der einzelnen Atome überein. Die PO_4-Tetraeder bilden Schichten parallel zu (001), wobei die großen Cs-Atome in die Lücken innerhalb dieser Schichten eingelagert sind. Dies steht in guter Übereinstimmung zu der ausgezeichneten Spaltbarkeit der Kristalle senkrecht zu c.

Berechnete und beobachtete Intensitäten der Drehkristallaufnahmen.

hkl	I ber.	I beob.	hkl	I ber.	I beob.
		Drehachse [010]			
002	∽0	0	101	32	9
004	77	25	103	28	4
006	2·6	3	105	12·5	3
008	19 0	15	107	12·5	3
00 10	∽0	1	109	6·8	2
00 12	3·4	5	10 11	5 0	2
00 14	∽0	0			
00 16	11·5	8			
200	30	20	301	10 5	6
202	2·2	3	303	11·0	7
204	40	10	305	6·0	3
206	1·5	3	307	9·0	5
208	12	5	309	3·3	2
400	5·3	5	501	4·6	2
402	0·2	0	503	3·0	3
404	9·2	5	505	5·5	5
406	0·3	0			
408	5·7	5			
		Drehachse [001]			
200	30	20	400	5·2	5
210	44	22	410	9·2	7
030	7 5	4	420	5·6	5
220	18	8	250	6·7	5
230	22	15	060	6 4	6
040	22	13	430	9·2	8
240	11 5	5	260	6·9	5
050	1·0	0	070	2·5	0

Zusammenfassung.

Es wird die Struktur des CsH_2PO_4 als Homologes der seignetteelektrischen primären Alkaliphosphate aufgeklärt.

Die Gitterkonstanten wurden neu bestimmt mit:

$$a = 4{\cdot}802 \pm 0{\cdot}033 \text{ Å}$$
$$b = 6{\cdot}25 \pm 0{\cdot}019 \text{ Å}$$
$$c = 14{\cdot}65 \pm 0{\cdot}24 \text{ Å}$$
$$a : b : c = 0{\cdot}769 : 1 : 2{\cdot}346.$$

Die Raumgruppe ist:

$$C_{2v}^{14} = B\,2mm.$$

Aus Vergleich der Intensitäten von Drehkristallaufnahmen ergeben sich folgende Punktlagen:

	$(0\ 0\ 0\ ,\ \frac{1}{2}\ 0\ \frac{1}{2})+$	
4 Cs:	0 0·5 0·125	0 0·5 0·875
4 P:	0·333 0 0·140	0·333 0 0·860
4 O_I:	0 0 0·095	0 0 0·905
4 O_{II}:	0·5 0·211 0·095	0·5 0·211 0·905
8 O_{III}:	0·5 0·789 0·095	0·5 0·789 0·905
	0·333 0 0·250	0·333 0 0·750

Aus dem Mineralogischen Institut der Technischen Hochschule in Wien.

Die Weißerde von Aspang.

Von

P. Wieden und **G. Hamilton.**

Mit 1 Textabbildung.

(Eingelangt am 17. Januar 1952.)

Der mineralogische Aufbau der Aspanger Weißerde ist auf Grund der bisherigen Untersuchungen nicht eindeutig geklärt. Sie wird einerseits als Gemenge von Sericit und Leuchtenbergit, anderseits als reiner Sericit neben Quarz angegeben. Zur Klärung dieser Frage wurden mineral-optische, chemische, differentialthermische und röntgenographische Untersuchungen angestellt. Diese Arbeiten erbrachten den Nachweis, daß es sich um reine Sericitschiefer handelt.

Die von *G. Starkl*, 1883 (1), als Leukophyllite bezeichneten Sericitschiefer werden zur Gewinnung von Weißerde schon seit dem vorigen Jahrhundert im Kohlgraben bei Ausschlag-Zöbern, im Ofenbachtal, bei Lichtenegg, im Naßgraben und Klein-Pieschinggraben südlich von Aspang abgebaut. Das durch Schlämmen weitgehend von Quarz befreite Material wird als Füllstoff in der Gummi- und Papierindustrie verwendet.

G. Starkl, 1883, der als erster diese Schiefer beschrieb, kommt auf Grund von mineral-optischen und chemischen Untersuchungen zu keinem eindeutigen Ergebnis hinsichtlich des Mineralaufbaues und bezeichnet sie den Sericiten nahekommend. Der Gehalt an MgO, K_2O, Na_2O und H_2O ließe weiters vermuten, daß diese Phyllite aus zwei Glimmern, einem Magnesium- und einem Kali-Natronglimmer bestünden.

A. Sigmund, 1937 (2), beschreibt die Sericitschiefer bei Aspang und im Rosaliengebirge als schneeweiße oder grünlichweiße, seidenglänzende, im frischen Zustand wasserreiche, daher oft breiige, schieferige Gesteine, die hauptsächlich aus Sericit und Quarzkörnchen bestehen. Sie sind dem Dache des Kirchberger Albit-Mikroklin-Granits zonenweise eingelagert. Häufig schließen sie Quarzmandeln, oft von Handgröße, ein, die von einer grünlichbraunen, fettglänzenden, chloritischen Rinde überzogen sind.

Es heißt dort wörtlich: „. . . der für einen Sericit ungewöhnlich hohe Magnesiagehalt, der normal ungefähr 1% beträgt, weist auf die

Anwesenheit eines bisher noch nicht bekannten Gemengteiles mit relativ hohem Mg-Gehalt hin, über den erst eine künftige mikroskopische und optische Untersuchung die erwünschte Klarheit bringen wird . . ."

M. Vendl, 1933 (3), untersucht die Leukophyllite im nördlichen Teil der Ostalpen (Ausschlag-Zöbern-Ofenbach-Frakno-Medgyes-Balf-Nyék-Wiesmath) und findet, daß sie nicht alle dieselbe Zusammensetzung zeigen. Neben Leuchtenbergit-Muskovitschiefern, bestehend aus Muskovit (Sericit), Leuchtenbergit, Quarz, Apatit, Zirkon, Rutil und Disthen gibt es auch reine Muskovit-(Sericit-)Schiefer. *Vendl* kann in der Weißerde und den Leukophylliten des Weißerdebruches Ausschlag-Zöbern keinen Leuchtenbergit nachweisen. Als wichtigste dort vorkommende Minerale gibt er Muskovit, (Sericit), Quarz, Turmalin, Pyrit, manchmal grünen Chlorit, Dolomit und Titanminerale an.

R. Grengg, 1939 (4), hingegen schreibt: „. . . eine ähnliche Verwendung wie Talk findet der Leuchtenbergit von Zöbern im Wechselgebirge . . ."

Zweck der nachstehend beschriebenen Untersuchung ist es nun, zu klären, ob die Schiefer von Aspang tatsächlich Leuchtenbergit führen oder als reine Sericitschiefer anzusprechen sind.

Die Leukophyllite treten am NO-Ende der Alpen im kristallinen Grundgebirge in Form lagerähnlicher Linsenzüge in Begleitung metamorpher Sericitquarzite der unteren Trias oder längs Verschieferungszonen im granitischen Augengneis auf.

Vorkommen (5) dieser Art sind bekannt von

Kohlgraben bei Aspang,
Ofenbachgraben bei Lanzenkirchen,
Spratzen,
Naßgraben bei der Rotte Thal,
Hochneukirchen.

Die Entstehung der Weißschiefer (5) ist teilweise auf Diaphorese von feldspatreichen Gneisen, teilweise auf Umwandlung von Quarzporphyr unter Mitwirkung zirkulierender Wässer zurückzuführen. Sie sind in der jüngeren Faltungsphase der Ostalpen an den Stellen der intensivsten Beanspruchung aus schon vorhandenen Paragesteinen entstanden. Die Durchtränkung dieser, aus ursprünglich sandig-tonigen Sedimenten gebildeten Gesteinsserien mit magnesiareichen Lösungen konnte die Entstehung von Leuchtenbergit bewirken. Einen ähnlichen Vorgang beschreiben *K. Redlich* und *F. Cornu,* 1908 (6), hinsichtlich der Bildung der Rumphite. Der von *F. Angel,* 1924 (7), betonte Umstand der Eisenab- und Magnesiazufuhr bei der Verlagerung von steirischen Gesteinen aus der Meso- in die Epizone, trifft auch für die Leukophyllite des Wechselgebirges zu.

Das in dieser Arbeit benutzte Probematerial stammt aus dem Weißerde-Tagbau Ausschlag-Zöbern der Firma Montana, Aspanger Kaolin- und Steinwerke A. G.[1]. Die Untersuchungsmuster wurden an verschiedenen Stellen des Tagbaues Süd von der oberen und unteren Sohle aufgesammelt. Im allgemeinen handelt es sich um weißes bis hellgrünes, schieferiges Material, das Einschlüsse von stark zerpreßtem weißen und rosaroten Quarz zeigt. Vereinzelt wurden in der Nähe von Quarzgängen kleine erzführende Adern und Nester festgestellt. Sie führen ausschließlich Pyrit, der an einer Stelle bis zentimetergroße, gut ausgebildete Würfel zeigt. Er ist vollkommen kupferfrei. Weiters wurde das im Werk gewonnene Schlämmprodukt in die Untersuchung einbezogen.

Untersuchungsergebnisse.

Mineralogisch-optische Charakterisierung.

Eine vollständige Trennung der einzelnen Mineralkomponenten mittels Schlämmanalyse ist unmöglich. Der zum Teil in sehr feiner Form auftretende Quarz ist in allen Fraktionen vorhanden. Eine wesentliche Anreicherung der glimmerartigen Komponenten kann dagegen durch Schwereflüssigkeitstrennung mittels Thouletscher Lösung erreicht werden. Bei einer Dichte $n_{20} = 2{\cdot}70$ und längerem Zentrifugieren gelingt es, ein quarzreiches Produkt zum Aufschwimmen zu bringen. Eine weitgehende Trennung ist erst durch mehrmaliges Fraktionieren zu erreichen.

Die mikroskopische Untersuchung zeigt in allen Präparaten neben Sericit noch Quarz, Pyrit und untergeordnet Apatit und Rutil. In Proben des technisch gewonnenen Schlämmproduktes läßt sich überhaupt nur Sericit und Quarz nachweisen. Was die quantitative Mineralzusammensetzung betrifft, so besteht das Schlämmprodukt im Mittel aus etwa zwei Drittel Sericit und einem Drittel feinstem Quarz. Wie durch lange Zeit beobachtete Analysen dieser Produkte zeigen, schwankt diese Zusammensetzung. Manche Analysen sprechen für einen sehr reinen Sericit. Leuchtenbergit konnte in keiner der zur Untersuchung herangezogenen Proben gefunden werden.

Der durch Schwereflüssigkeitstrennung angereicherte Sericit war feinschuppig, seidenglänzend und zeigte einen äußerst schwachen Stich ins Grüne. Die nach der Einbettungsmethode gemessene Lichtbrechung betrug:

[1] Der Firma Montana danken wir an dieser Stelle für ihr verständnisvolles Entgegenkommen bei der Probenbeschaffung.

$$n_\alpha = 1{\cdot}5630$$
$$n_\gamma = 1{\cdot}5935$$
$$n_\gamma - n_\alpha = 0{\cdot}030$$

Die bei 20° C gemessene Dichte lag bei 2·768.

Chemische Untersuchung.

G. Starkl gibt für die durch Schlämmen weitgehend von Quarz befreiten Produkte folgende Zusammensetzung an.

Kieselsäure (SiO_2)	54·99	52·81	47·39
Tonerde (Al_2O_3)	21·78	23·21	23·33
Gesamteisen (Fe_2O_3)	4·83	3·51	3·95
Calciumoxyd (CaO)	0·84	0·45	1·63
Magnesia (MgO)	3·48	8·90	8·31
Kaliumoxyd (K_2O)	5·12	2·65	5·12
Natriumoxyd (Na_2O)	3·59	1·84	3·57
Glühverlust (H_2O^+)	5·06	6·94	7·47

Auffallend hoch erscheint der MgO-Gehalt, so daß *H. Mohr*, 1930 (8), nicht sicher ist, ob es sich um Sericit handelt. Die Magnesia dürfte nach *H. Mohr* von Meroxen abstammen, welcher in chloritische Substanzen umgewandelt wurde. Eine Verunreinigung des Analysenmaterials mit Quarz und eine „. . . Vermengung von Sericit und Kaolin . . . " wäre nach *H. Mohr* durchaus nicht ausgeschlossen.

Ein von uns untersuchtes Rohgestein aus dem jetzigen Tagbau zeigt die aus nachstehender Tabelle ersichtliche Zusammensetzung. Durch Schlämmen wurde daraus ein an Sericit angereichertes Material gewonnen, das in seiner Zusammensetzung etwa den in technischem Maßstab erzeugten Produkten entspricht.

Analyse von Rohgestein und daraus gewonnenem Schlämmprodukt und Vergleichsanalyse von technischen Weißerdeprodukten.

	Rohgestein	Schlämmprodukte I	Technische Weißerdeprodukte			
			1	2	3	4
SiO_2	72·0	56·30	57·32	59·82	56·44	57·27
Al_2O_3	16·8	25·20	24·18	25·31	24·71	23·14
Fe_2O_3	1·70	2·90	3·70	4·24	3·59	2·57
CaO	0·60	0·45	0·47	0·51	0·74	0·80
MgO	1·94	2·80	0·13	0·08	2·83	4·32
K_2O	2·94	4·25	Summe ber. als K_2O	9·72	5·83	7·11	8·41
Na_2O	1·55	2·95					
H_2O+	2·37	4·95	4·41	4·50	4·84	4·41

Aus dem Schlämmprodukt I wurde mittels Schwereflüssigkeitstrennung eine weitgehend an Sericit angereicherte Fraktion hergestellt, deren chemische Zusammensetzung nachstehend angeführt ist.

SiO_2	45·70%
Al_2O_3	32·90%
Fe_2O_3	4·60%
CaO	0·12%
MgO	4·10%
K_2O	5·80%
Na_2O	2·01%
H_2O^+	4·70%

Der Vergleich dieser Analyse mit Sericiten anderer Herkunft (9, 10, 11) zeigt einen etwas höheren MgO-Gehalt. Es sind aber in der Literatur auch solche mit noch höherem Mg-Anteil beschrieben.

Differentialthermischer Abbau.

Das differentialthermische Verhalten verschiedener Proben geht aus dem nachstehenden Diagramm hervor [1].

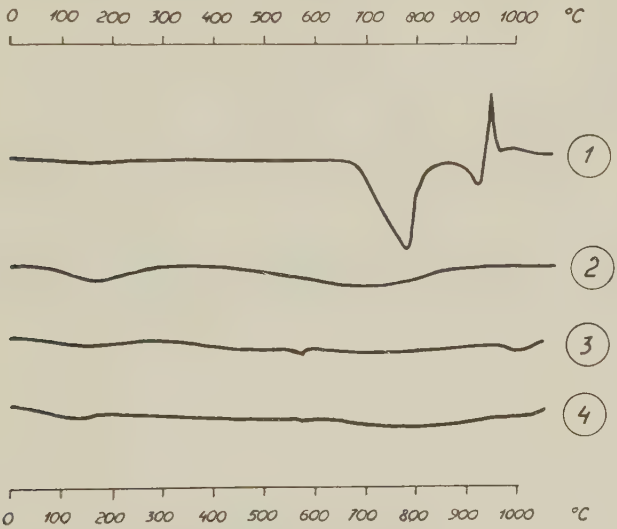


Abb. 1. 1 Leuchtenbergit (Klinochlor), Birmingham, 2 Serizit, Lorheim, 3 Serizit, Aspang, geschlämmt, 4 Serizit, Aspang, glimmrige Komponente.

Röntgenographische Untersuchung (12, 13, 14).

Von verschiedenen Schlämmfraktionen (kleiner als 2 μ und kleiner als 20 μ wurden Debye-Scherrer-Aufnahmen gemacht. In allen Fäl-

[1] Für die Anfertigung der Abbaukurven sprechen wir Herrn Dr.-Ing. *W. Furtwängler* unseren Dank aus.

len wurde mit CuK_α-Strahlung gearbeitet. Als Vergleichssubstanzen dienten Leuchtenbergit von New Jersey und Snarum (Norwegen) [1] und der als sehr rein geltende Sericit von Kapellenberg (Schlesien). Bei allen Röntgenaufnahmen konnten nur die Interferenzen des Muskovits bzw. die des Quarzes festgestellt werden.

Zusammenfassung.

Es sollte nachgewiesen werden, ob in den in der Literatur vielfach als Leuchtenbergitschiefer von Aspang bezeichneten Leukophylliten tatsächlich Leuchtenbergit enthalten ist. Durch mineral-optische, chemische, differentialthermische und röntgenographische Untersuchungen konnte die Ansicht *Vendls*, daß es sich hier um reine Muskovitschiefer handelt, bestätigt werden.

Der als Weißerde von Aspang bezeichnete mineralische Rohstoff stellt mithin ein vornehmlich aus Sericit und feinstem Quarz zusammengesetztes Produkt dar. Leuchtenbergit konnte in keinem Falle nachgewiesen werden.

Literatur.

1. *Starkl, G.*, Jahrb. d. K. K. geolog. Reichsanstalt *33* (1883), 645. — 2. *Sigmund, A.*, Minerale Niederösterreichs. Wien, 1937. — 3. *Vendl, M.*, Föltani Közlöny, *68* (1937), 57. — 4. *Grengg, R.*, Bodenschätze der Ostmark. Berlin, 1939. — 5. *Schwinner, R.*, Sitzungsbericht d. Akademie d. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl. Abtlg. I. *141* (1932), 319—358. — 6. *Redlich, K. A.*, und *F. Cornu*, Z. f. prakt. Geologie, Jahrg. XVI. 145—152. — 7. *Angel, F.*, Mitt. d. Naturwiss. Ver. f. Steierm. *60* (1924), 215—216. — 8. *Mohr, H.*, Der Nutzglimmer. Berlin, 1930. — 9. *Dölter, C.*, Handbuch d. Mineralchemie, Dresden-Leipzig, 2 (1917), 429. — *10. Hintze, C.*, Handbuch d. Mineralogie. Leipzig, 2 (1897), 635. — 11. *Volk, G. W.*, Americ. Min. *24* (1939), 259. — 12. *Grimaldi, F.*, und *J. Axelrod*, Americ. Min. *34* (1949), 559. — 13. *Jackson, M.*, und *A. West*, Z. f. Kristall. *76* (1930), 24; Z. f. Kristall. *85* (1933), 160. — 14. *Nutting, P.*, Americ. Min. *24* (1939), 759; Americ. Min. *27* (1942), 527.

[1] Für die freundliche zur Verfügungstellung möchten wir Herrn Prof. Dr. *Machatschki* besonders danken.

Aus dem mineralogichen Institut der Universität Wien.

Ein neuer Axinitfund in den Ostalpen.

Von

Anton Raßmann, mit goniometrischen Messungen v. **Helga Luithlen,** Wien.

Mit 1 Textabbildung.

(Eingelangt am 12. Februar 1952.)

Während Axinit als alpines Kluftmineral in den Westalpen seit langem bekannt ist, wird in den Ostalpen von *Zepharovich* nur das Vorkommen vom Ötztal erwähnt. Nun konnte ich in den letzten Kriegsjahren bei einem Mineraliensammler in Matrei (Osttirol) eine Stufe erwerben, die von zahlreichen, kleineren, grauvioletten Axinitkristallen bedeckt war. Es tauchten später mehrere Stücke auf, die von den einheimischen Sammlern fälschlich als Sphen bezeichnet und deshalb nicht besonders beachtet wurden. Zunächst gelang es nicht, den Fundort zu erfahren, so daß die wenigen Stufen für eingeschleppte Tauschstücke gehalten werden konnten. Durch Nachfragen ermuntert, begannen einige Matreier Mineraliensammler die Fundstätte auszubeuten. 1951 konnte ich den Fundort endlich in Erfahrung bringen und zumindest das Ganggestein mit den für die Axinitstufen charakteristischen bläulichgrauen Feldspaten selbst auffinden. Dieser bis jetzt einzige bekannte Fundort liegt am ehemaligen Gletscherboden des Schlattenkeeses unter der alten Pragerhütte im Matreier Tauerntal. Damit war die Gewißheit gegeben, daß Axinit tatsächlich im Gebiete des Großvenedigers vorkommt. Es war mir — durch ungünstige Witterungsverhältnisse — bisher nicht gelungen, die beschriebenen Axinitstufen selbst zu sammeln.

Die Axinitfundstelle liegt nicht weit von der Grenze des Zentralgneises in den dunklen Biotitgneisen der oberen Schieferhülle der Tauern. Sowohl Aplitgneisgänge wie auch der Biotitgneis selbst zeigen — letzterer doch nur stellenweise — in der näheren Umgebung auffallende bläulichgraue Orthoklas-„Augen", deren jugendliches Alter klar zum Ausdruck kommt. (Porphyroblasten?) In lockeren

Feldspatgängen und deren Klüften, die gleichfalls die bläulichgrauen Feldspataugen erkennen lassen, findet sich der Axinit.

Ein Schliff des Biotitgneises zeigt neben einigen mehr oder weniger klaren Körnern größere „gefüllte" Plagioklase, dann Orthoklas mit Plagioklaseinschlüssen (zum Teil bläulicher Feldspat), Biotit, etwas Muskovit und Quarz in kleinen und größeren undulösen Körnern. Auch der Orthoklas erscheint getrübt.

Der Axinit kommt in verschiedener Ausbildungsweise und wechselnder Paragenese vor. Die Tracht ist ziemlich einheitlich (Abb. 1).

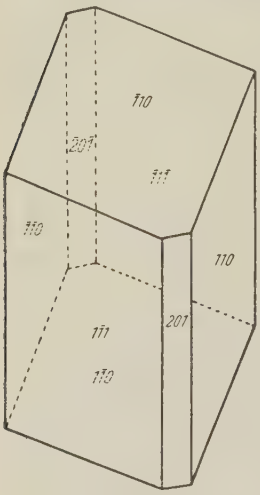


Abb. 1.

Es sind im allgemeinen flache Scheinrhomboeder mit meist drei größeren Flächen: M ($1\bar{1}0$), m (110), r ($1\bar{1}1$), dazu kommt noch: s (201) und (nicht meßbar) wahrscheinlich noch x (111) und a (100). Bezeichnung nach *Dana* (siehe Messungen von *H. Luithlen!).* Auch die größeren Gegenflächen sind bei den kleineren Kristallen — soweit nicht aufgewachsen — meist gut entwickelt. Die Kanten der Kristalle sind auffallend zugeschärft. Die Flächen M und m zeigen gleichgerichtete (vertikale) Riefung, die Fläche r zu M senkrechte Riefung (bei M ist sie nicht immer zu beobachten). Bei den größeren Kristallen, die gewöhnlich eine Streckung ungefähr in Richtung der a-Achse zeigen und damit einen annähernd rhombusähnlichen Umriß haben, ist eine Facettierung der Flächen zu beobachten. Die Kristalle erreichen bis zu zwei Zentimeter Länge und sind gut durchscheinend. Die Farbe ist ein Grauviolett.

Die Axinitkristalle finden sich oft zahlreich direkt auf den Kluftflächen des Feldspataggregates aufgewachsen oder mitunter auch einzeln auf dort sitzenden Kristallen von Adular. Auch die Hohlräume ausfüllendes „Bergleder" wird von Axinitkristallen in regelmäßiger Anordnung bedeckt, wobei letztere häufig zur Gänze von Chlorit überzogen sind. Der Axinit findet sich als krustenförmiger Überzug kleinster Kristalle mit „Bergleder" auf korrodiertem Bergkristall und bildet auch selbständige Anhäufungen in den Hohlräumen. Bemerkenswerterweise kommt er auch eingewachsen vor — so in einem Aggregat von körnigem Albit mit etwas „Bergleder". Immer findet man auf den Stufen Chlorit.

Die goniometrischen Messungen ergaben nachfolgende Werte (die Aufstellung erfolgte nach *Dana):*

Tabelle 1.

	Winkelwerte					
	Mr	Mm	mr	rs	sm	Ms
Tabellenwert nach *Dana*	45° 15′	44° 29′	64° 22′	36° 25′	27° 57′	33° 18′
Kristall Nr. 1	45° 10′	44° 33′ 43° 52′	64° 23′	36° 27′	27° 57′	33° 30′
Kristall Nr. 2	—	44° 33′	—	—	27° 57′	33° 32′
Kristall Nr. 3	45° 36′	44° 23′ 44° 15′	64° 27′ 64° 21′	—	—	—
Kristall Nr. 4	—	44° 12′ 44° 47′	—	—	28° 15′	33° 22′
Kristall Nr. 5	—	44° 40′	—	—	28° 15′	33° 21′
Kristall Nr 6	—	44° 40′ 44° 32′	—	—	—	—
Kristall Nr. 7	45° 10′	44° 39′ 44° 27′ 44° 27′	64° 24′ 64° 15′	—	—	—

Tabelle 2.

	Tabellenwerte nach *Dana*	Aus vorigen Winkelmessungen berechnete Werte
Achsenwinkel-α	82° 54′	83° 1′
Achsenwinkel-β	91° 51′	91° 47′
Achsenwinkel-γ	131° 32′	131° 34′
Achsenwinkelverhältnis	a:b:c = 0·492:1:0·480	a:b:c = 0·496:1:0·485

Interessant ist — vor allem in genetischer Hinsicht — der Vergleich mit den Funden in den Westalpen, die — insbesondere im Gotthardgebiet — fast die gleichen Winkelwerte aufweisen und auch hinsichtlich Aussehen, Paragenese, Gesteinsverband und geologischer Lage Ähnlichkeiten zeigen.

Von dem Vorkommen im Ötztal, das *Zepharovich* (Bd. II, S. 361) angibt, fehlen, wegen der schlechten Ausbildung der Kristalle, Messungen. Er schreibt von: rötlichgrauen, großkörnig-spätigen Aggregaten und auch einzelnen, stehenden, tafeligen Kristallen mit grauem Quarz, weißem Feldspat und Asbest in „amphibolartigem" Gestein.

Von ähnlichen Vorkommen in den Westalpen seien nachfolgend erwähnt:

1. Im Dauphinée:

Von Groth schreibt in den Sitzungsberichten der Akademie in München, 1885, S. 389, von Axiniten gleicher oder ähnlicher Flächenkombination:

In „amphibolischem Schiefergestein" (quarz- und glimmerführender Dioritschiefer) mit Epidot, auch Quarz, Prehnit und weißem, trübem Orthoklas; in den grünen Schiefern auch reiner Talkschiefer mit angrenzend derben Feldspatausscheidungen in größerer Menge und Strahlstein; in der Paragenese stellenweise auch Kalkspat; der Axinit an den Wänden kleiner Hohlräume; Asbestgänge mit obiger Paragenese; auch kristalline Aggregate derselben Paragenese; auch andere ähnliche Paragenese — unter der Fundortbezeichnung St. Christophe.

2. St. Gotthard, am Skopi (Piz Valatscha):

A. Wanger schreibt im Neuen Jahrbuch 1833, S. 547:

Braune und grüne Kristalle wie Dauphinéer, verschiedenfache Abstumpfung der Kanten und Ecken; Drusen von Chlorit überzogen; Begleiter: Gemeiner Feldspat, Adular, seltener Kalkspat und Bergkristall; Ablösungsflächen; im Granit mit viel graulichweißem Feldspat, wenig Quarz und etwas Chlorit.

Niggli-Königsberger verzeichnen in „Mineralien der Schweiz". 1940, unter Fundort 7 f (Fundorte: Piz Valatscha und Val stgira folgende Paragenese:

Adular, Albit, Quarz, Chlorit, Axinit (Apatit), Kalzit, Muskovit, Epidot, Titanit.

Weiter heißt es hier: Diese charakteristische Axinitparagenese ist gebunden an einen engbegrenzten, etwa 200 m breiten SO—NW verlaufenden Streifen des östlichen Gotthardgranites (Cristallinagranit). Die Kristallisation des Axinites hat sich im einzelnen etwas verschieden vollzogen: zum Teil in Einzelkristallen neben den anderen Gemengteilen der Kluft, zum Teil krustenartig über dieser (mit Vorliebe auf dem Adular), interessanterweise auch in reichlicher Menge im Nebengestein; es bildeten sich auch mehrere Zentimeter dicke Adern von Axinit; Größe der Kristalle bisweilen 3, sogar 5 cm; Farbe meist violett, auch rötlichbraun, durch ein- und aufgelagerten Chlorit graulichgrün erscheinend, flächenreiche Kombinationen, die vorhandenen triklinen Pinakoide von den Habitus bestimmender Größe aber nur von geringer Zahl; charakteristisch die messerartige Zuschärfung der Kanten; auch Langstreckung der Tafeln macht sich mitunter bemerkbar; die Oberflächen der Kristalle weisen Krümmungen und Streifungen auf, auch rosettenartige Aggregate mancher Individuen sind zu sehen. Typisch ist, daß der Axinit innig mit Apatit

assoziiert. (Im Val stgira chloritbedeckt, meist nur mit Quarz und Adular).

Die angeführte Literatur zeigt die große Ähnlichkeit des zuletzt angeführten Vorkommens mit dem neuen Fund im Venedigergebiet. Bemerkenswert ist insbesondere, daß der Axinit im Zusammenhang mit pegmatitischen Gesteinen und dem erwähnten bläulichgrauen Feldspat auftritt. Dies hat sichtlich *A. Wanger* mit seinem graulichweißen Feldspat angedeutet. Auch *v. Rath* beschreibt in der Ztschr. d. deutsch. geol. Ges. 1862 das Vorkommen vom Skopi und erwähnt einen weißen, quarzarmen Gneis. Ebenso werden im Dauphinée von *Groth* derbe Feldspatausscheidungen erwähnt. Allerdings ist die Paragenese des neuen Fundortes nicht so reich. Es besteht jedoch die Möglichkeit, daß das eine oder andere Mineral noch bekannt wird, da nicht alle Funde der Untersuchung zugänglich waren.

Aus dem Mineralogischen Institut der Unversität Thessaloniki, Griechenland.

Röntgensymmetrie von Mixit.

Von

P. Kokkoros.

(Eingelangt am 13. März 1952.)

In der mineralogischen Literatur findet man manchmal Mineralien, über deren Kristallsymmetrie keine Einstimmigkeit besteht. Es handelt sich wohl um Substanzen, welche in sehr kleinen, schlecht ausgebildeten Kristallen, meistens von faserigem Habitus, erscheinen, weswegen das Fehlen von Begrenzungsflächen eine goniometrische Messung unmöglich macht. Dieser Fall trifft auch bei dem Mineral Mixit ($Cu_{10}Bi(AsO_4)_5(OH)_8 \cdot 7\ H_2O$) zu. Nach *Hintzes* Handbuch der Mineralogie gehört Mixit zum monoklinen oder triklinen Kristallsystem. Nach den Mineralogischen Tabellen von *H. Strunz* dagegen gilt das Mineral als rhombisch.

Bei Gelegenheit der Untersuchung einer Sammlung von Mineralien aus der Erzgrube von Kamareza in Lavrion (Attika) habe ich in einer Wismutitstufe Aggregate von sehr kleinen smaragdgrünen Kristallen beobachtet, welche sich in kleinen Drusen finden, oder als feine Adern das ganze Stück durchlaufen. Dem chemischen und optischen Verhalten nach schien das Mineral dem Mixit ähnlich zu sein, was sich röntgenographisch bestätigt hat, und zwar durch den Vergleich einer Pulveraufnahme dieses Materials mit einer anderen vom typischen Mixit aus dem Tintic District (Utah). Auf derselben Stufe findet man noch spärlich olivengrüne Kristalle von Olivenit und einige Körnchen von gediegenem Gold.

Die Mixitkristalle von Lavrion erscheinen als äußerst feine Nädelchen, etwa 1,5 mm lang und 1 bis 5 μ dick, während dickere Kristalle von einer Dicke bis 30 μ subparallele Verwachsungen von solchen Kristallindividuen sind. Bei der optischen Beobachtung am Drehtisch zeigten sich die Kristalle als einachsig und optisch positiv, was in

Einklang mit den Literaturangaben steht. Der Brechungsindex n_0, gemessen durch Immersion in Jodmethylen, wurde zu 1,74 gefunden (1,745 nach *Larsen*). Hinsichtlich des Pleochroismus ist der Mixit in den Tabellen von *E. Larsen* als nicht pleochroitisch eingetragen, während er nach *Washington* einen deutlichen Pleochroismus besitzt, und zwar mit n_o = farblos bis himmelblau, n_e = grün bis meergrün. Der Mixit von Lavrion zeigt ebenfalls deutlichen Pleochroismus, weist aber andere Farben auf, und zwar n_e = blaugrün, n_o = gelbgrün.

Da die bisherigen Literaturangaben über die Kristallsymmetrie des Mixits nicht in Einklang miteinander standen, und anderseits in der mir zugänglichen Literatur nichts über eine Röntgenuntersuchung dieses Minerals erwähnt wird, hielt ich es als zweckmäßig, die Symmetriebestimmung seiner Kristalle durch Röntgenmethoden durchzuführen. Zu diesem Zwecke sind Schwenk- bzw. Weißenbergdiagramme von Einkristallen am geeignetsten. Ein Kristall von etwa 30 μ Dicke, der bei mikroskopischer Beobachtung als Einkristall erschien, wurde auf dem Goniometerkopf der Weißenbergkamera justiert, wobei eine Schwenkaufnahme mit einem Schwenkbereich von 15° aufgenommen wurde. Sollte der Kristall wirklich ein einachsiger sein, worauf sein optisches Verhalten deutete, z. B. von hexagonaler Symmetrie, so müßte, nach Änderung seiner Lage zum primären Strahl durch Drehung von 60° um seine Achse, ein neues Schwenkdiagramm entstehen, welches, unter denselben Bedingungen aufgenommen, identisch zu dem ersten sein sollte. Aus einer solchen Untersuchung der Achse des Kristalles auf tetragonale und hexagonale Symmetrie wurde die hexagonale bestätigt. Zwei Schwenkdiagramme, wovon das zweite nach Umlagerung des Kristalls um 60° aufgenommen wurde, haben sich vollständig identisch zueinander erwiesen. Dieselbe hexagonale Symmetrie wurde in einem Weißenbergdiagramm der Äquatorlinie bestätigt. Dieses Diagramm zeigte, daß der untersuchte Kristall kein Einkristall ist, sondern ein Bündel von 7 Kristallindividuen, bei denen nur die Längsachsen parallel zu einander liegen. Das Bild der auf dem Filme vorhandenen Reflexe ist aus 7 identischen Weißenbergdiagrammen zusammengesetzt, welche um eine beliebige Strecke parallel zur Drehungsachse zueinander verschoben sind. Dieses zusammengesetzte Bild wiederholt sich vollständig identisch nach einer Strecke, welche genau einer Drehung um 60° entspricht.

In der folgenden Tabelle sind die beobachteten Reflexe der Äquatorlinie und der ersten und zweiten Schichtlinien angegeben.

Tabelle.

I. Weissenbergaufnahme der Äquatorlinie. — CrKα-Strahlung.

Reflexe	Glanzwinkel	Intensität	Reflexe	Glanzwinkel	Intensität	Reflexe	Glanzwinkel	Intensität
$10\bar{1}0$	5° 30′	st. st.	$43\bar{7}0$	36° 2′	m	81 $\bar{9}0$	—	0
1120	9° 35′	sch	$25\bar{7}0$	37° 13′	s. sch	$55\bar{1}00$	57°	m
2020	—	0	$52\bar{7}0$	37° 13′	sch	$46\bar{1}00$	57° 33′	sch-m
$21\bar{3}0$	14° 50′	s. sch	$16\bar{7}0$	39° 19′	m	$64\bar{1}00$	—	0
$12\bar{3}0$	14° 50′	m-st	$61\bar{7}0$	—	0	$37\bar{1}00$	59° 12′	sch-m
3030	16° 50′	m	$44\bar{8}0$	42° 9′	m-st	$73\bar{1}00$	59° 12′	st
$22\bar{4}0$	19° 36′	m	$70\bar{7}0$	—	0	90 $\bar{9}0$	60° 40′	m
$31\bar{4}0$	20° 20′	st	$35\bar{8}0$	42° 35′	m	$28\bar{1}00$	62° 35′	s. s. sch
$13\bar{4}0$	20° 20′	sch-m	$53\bar{8}0$	42° 35′	s. sch	$82\bar{1}00$	—	0
$40\bar{4}0$	22° 48′	st. st.	$26\bar{8}0$	44° 20′	sch	$56\bar{1}10$	67° 30′	sch-m
$23\bar{5}0$	24° 54′	m-st	$62\bar{8}0$	—	0	$65\bar{1}10$	67° 30′	m
$32\bar{5}0$	24° 54′	m	$17\bar{8}0$	47° 3′	sch	$19\bar{1}00$	67° 30′	s. sch
$14\bar{5}0$	26° 18′	m	$71\bar{8}0$	47° 3′	m	$47\bar{1}10$	69° 5′	sch-m
$41\bar{5}0$	26° 18′	st. st.	$45\bar{9}0$	49° 10′	s. sch	$74\bar{1}10$	69° 5′	m
$50\bar{5}0$	—	0	$54\bar{9}0$	49° 10′	m	$38\bar{1}10$	72° 30′	sch
$33\bar{6}0$	—	0	$36\bar{9}0$	50° 12′	s. sch	$83\bar{1}10$	72° 30′	sch-m
$24\bar{6}0$	30° 46′	sch-m	$63\bar{9}0$	50° 12′	s. s sch	$100\bar{1}00$	75° 34′	m-st
$15\bar{6}0$	32° 37′	sch	$80\bar{8}0$	50° 42′	sch	$92\bar{1}10$	79° 18′	m
$51\bar{6}0$	32° 37′	m-st	$27\bar{9}0$	52° 30′	m	$92\bar{1}10$	79° 18′	sch
$60\bar{6}0$	35° 30′	m-st	$72\bar{9}0$	52° 30′	m			
$34\bar{7}0$	36° 2′	s. sch	$18\bar{9}0$	55° 55′	sch-m			

II. Schichtlinienaufnahme. — Cu K_α-Strahlung.

1. Schichtlinie

Reflexe	Glanzwinkel	Intensität
11 $\bar{2}1$	9° 53′	sch-m
20 21	10° 36′	m-st
21 $\bar{3}1$	12° 28′	st. st.
30 $\bar{3}1$	13° 32′	s. sch
22 $\bar{4}1$	15° 5′	st
31 $\bar{4}1$	15° 34′	st
40 $\bar{4}1$	16° 54′	sch-m
32 $\bar{5}1$	18° 18′	st
41 $\bar{5}1$	18° 50′	s. sch
42 $\bar{6}2$	21° 35′	m
43 $\bar{7}1$	24° 36′	m-st
52 $\bar{7}1$	25° 12′	s. sch
53 $\bar{8}1$	28° 15′	m-st
70 71		
62 81	29° 5′	sch
54 $\bar{9}1$	31° 37′	s. sch
72 $\bar{9}1$	33° 18′	m-sch
$64\bar{1}01$	35° 32′	s. sch
90 $\bar{9}1$	36° 48′	sch
$82\bar{1}01$	37° 43′	sch

2. Schichtlinie

Reflexe	Glanzwinkel	Intensität
$11\bar{2}2$	16° 26′	st
$20\bar{2}2$	16° 52′	m
$12\bar{3}2$	18° 10′	st. st.
$22\bar{4}2$	20° 6′	m
$31\bar{4}2$	20° 28′	m
$40\bar{4}2$	21° 35′	sch
$32\bar{5}2$	22° 36′	m
$14\bar{5}2$	23° 20′	sch
$33\bar{6}2$	25° 16′	m
$24\bar{6}2$	25° 32′	st
$15\bar{6}2$	26° 27′	m
$60\bar{6}2$	27° 57′	m-st
$43\bar{7}2$	28° 48′	m
$16\bar{7}2$	29° 56′	m-sch
$44\bar{8}2$	31° 18′	sch
$70\bar{7}2$	31° 35′	sch
$53\bar{8}2$		
2682	32° 24′	s. sch

Zum Zwecke der Identifizierung werden noch Intensitäten und Glanzwinkel der ersten 12 Linien eines Pulverdiagrammes mit CuKα-Strahlung angegeben.

	Glanzwinkel	Intensität		Glanzwinkel	Intensität
1	3° 36′	st. st	7	13° 33′	m-st
2	7° 25′	s. sch	8	15° 3′	st
3	9° 51′	m-st	9	15° 33′	m-st
4	10° 33′	m	10	16° 27′	m-st
5	12° 24′	st	11	17° 24′	m-st
6	13°	sch-m	12	18° 9′	st

Sämtliche in diesen Diagrammen vorhandenen Reflexe lassen sich einem hexagonalen Translationsgitter zuordnen mit den Parametern

$$a_0 = 13{,}62 \pm 0{,}02 \text{ Å} \qquad c_0 = 5{,}92 \pm 0{,}02 \text{ Å}.$$

Daraus ist zu entnehmen, daß der Mixit entweder dem hexagonalen oder dem trigonalen Kristallsystem zugehört. Was die Kristallklasse anbelangt, so gibt es wegen des Habitus der Mixitkristalle keine kristallographische Anzeige. Aus den Röntgendaten jedoch kann man gewisse Kristallklassen dieser Kristallsysteme ausschließen. Die verschiedenen Werte von $F_{hk\bar{i}o}$ und $F_{kh\bar{i}o}$ deuten darauf hin, daß die Kristallklassen D_{6h}, D_6, C_{6v} auszuschließen sind. Außerdem sind auch noch die Kristallklassen D_{3h}, D_{3d}, D_3 und C_{3v} ausgeschlossen, weil die Reflexe $hk\bar{i}l$, hh2hl und h0hl keine systematischen Auslöschungen zeigen. So bleiben als mögliche Kristallklassen die übrigen, das sind C_{6h}, C_6, C_{3h}, C_{3i}, C_3. Das thermoelektrische Verhalten der Kristalle konnte ich ihrer Kleinheit wegen nicht prüfen, ebenso wenig ihr piezoelektrisches Verhalten, da mir eine winzige Menge von Kristallen zur Verfügung stand. So mußte ich auch wegen Ermangelung irgendeiner Erfahrung über die 0001-Reflexe auf eine Bestimmung der Raumsymmetrie des Gitters von Mixit verzichten.

Die chemische Formel des Mixits $Cu_{10}Bi(AsO_4)_5(OH)_8 \cdot 7\,H_2O$, welche einer prozentualen Zusammensetzung, $CuO = 44{,}1$, $Bi_2O_3 = 13{,}0$, $As_2O_5 = 31{,}9$, $H_2O = 11{,}0\%$ entspricht, stützt sich auf drei Analysen dieses Minerals von *A. Schrauf* aus dem Vorkommen von Joachimstal. Für die Dichte des Mixits wurde von diesem Verfasser ein zu niedriger Wert, 2,62, angegeben und außerdem ein Auslöschungswinkel 6° bis 9°, während der Mixit aus Tintic District eine Dichte von 3,79 hat und gerade Auslöschung zeigt. Für den Mixit aus diesem letzten Vorkommen gibt es zwei Analysen von *Washington* und *Hillebrand* und eine von *Pierce*. Obwohl angenähert diese Ana-

lysen miteinander stimmen, so weichen doch die einzelnen Werte des Prozentgehaltes ziemlich voneinander ab. Diese Werte schwanken für CuO zwischen 50,5 bis 42,34, für As_2O_5 zwischen 27,50 bis 30,33, für Bi_2O_3 zwischen 11,22 bis 13,90 und für H_2O zwischen 11,06 bis 12,55. In Anbetracht der komplizierten Zusammensetzung des Minerals machen diese Abweichungen die Berechnung der chemischen Formel unsicher. An Hand der in der Literatur vorliegenden Formel, der Dichte 3,79 und der oben angegebenen Gitterdimensionen findet man als Inhalt der Elementarzelle $Z = 1{,}214$ Formeleinheiten. Auf eine ganze Zahl $Z = 1$ kommt man ungefähr mit der Formel

$$Cu_{12}Bi(AsO_4)_6(OH)_9 \cdot 9\,H_2O.$$

Diese Formel entspricht der prozentuellen Zusammensetzung CuO = 44,85, AsO_5 = 32,38, Bi_2O_3 = 10,94, H_2O = 11,84. Beim Versuch, durch Änderung der Zusammensetzung innerhalb der Grenzen der Analysendaten eine Formel zu erreichen, welche besser mit der Gittersymmetrie stimmen würde, konnte ich zu keinen besseren Resultaten gelangen.

Zum Schluß sei noch erwähnt, daß das Vorkommen sowohl des Mixits als auch des Olivenits in der Mineralparagenese der Oxydationszone in Lavrion zum ersten Male notiert wird. Es sind aber in diesem Distrikt beide Mineralien sehr selten.

Herrn Dr. *Niels Zenzen* (Stockholm) danke ich aufrichtigst für die Zusendung eines Musters von Mixit aus dem Tintic District, durch dessen Pulverdiagramm die Identifizierung des Mixits von Lavrion ermöglicht wurde.

Literatur.

Hillebrand, W. F., und *H. S. Washington*, Amer. Journ. Sc. *35* (1888), 285, 298. — *Hintze, C.*, Handbuch der Mineralogie. Leipzig, 1897. — *Larsen, E.*, The microscopic determination of the nonopaque minerals. Washington, 1921. — *Larsen, E.*, U. S. Geol. Surv. Bull. 679. — *Pearce, R.*, Proc. Color. Sc. *II*, 134—150. — *Schrauf, A.*, Z. Krist *4* (1880), 273. — *Strunz, H.*, Mineralogische Tabellen. Leipzig, 1949.

Literatur: Neue Bücher.

Geologisches Wörterbuch. Erklärung der geologischen Fachausdrücke für Geologen, Paläontologen, Mineralogen, Bergingenieure, Geographen, Bodenkundler, Studierende und alle Freunde der Geologie. Von *C. Chr. Beringer.* Dritte, verbesserte und erweiterte Auflage. Mit 71 Textabb. und 6 Übersichtstab., VIII, 158 S. Stuttgart: F. Enke. 1951. DM 14·80, geb. DM 17·—.

Die mit zahlreichen anschaulichen Skizzen versehene Neuauflage des Geologischen Wörterbuches wird allgemein wärmstens begrüßt werden. Sie hat gegenüber der zweiten Auflage durch Aufnahme von ungefähr 200 neuen Stichwörtern und durch Hinzunahme von weiteren Abbildungen eine beachtliche Erweiterung erfahren. Der Hauptteil, der auch die Petrographie und die Bodenkunde berücksichtigt, enthält die Schlagworte in alphabetischer Anordnung. Bezeichnungen aus der Systematik wurden nicht aufgenommen, um den Umfang nicht maßlos zu vergrößern. Der *„Beringer"* wird der verläßliche Ratgeber, besonders für den geologischen Anfänger und für die Vertreter der der Geologie eng verbundenen Wissenszweige bleiben.

F. Machatschki, Wien.

Welcher Stein ist das? Tabellen zum Bestimmen der wichtigsten Mineralien, Edelsteine und Gesteine. Von *R. Börner.* Mit Abb. und 14 Farbtafeln, 165 S. Stuttgart: Franckh'sche Verlagshandlung. 1952. DM 7·20, geb. DM 8·50.

Nach den zahlreichen Auflagen hat das Bändchen aus der Reihe der Kosmos-Naturführer nicht nur in Laienkreisen, sondern auch an höheren Lehranstalten eine ziemliche Verbreitung gefunden. Es ist in drei Teile aufgegliedert: 1. Die 200 wichtigsten Mineralien sind in einer Tabelle nach ihrer Farbe geordnet, innerhalb jeder Farbgruppe nach zunehmender Härte; in der Tabelle sind überall die wichtigsten mit freiem Auge und der Lupe erkennbaren Kennzeichen angegeben, ferner Dichte und Formel (letztere nach *Strunz*) mit Hinweisen auf die Vorkommen und hie und da auch auf das Lötrohrverhalten. In einer anschließenden Tabelle erfolgt die Anordnung nach der Strichfarbe nur unter Angabe von Name und Formel. Der zweite Teil bringt eine kleine Einführung in die Edelsteinkunde unter Anführung der Bestimmungsmethoden und eine wieder nach der Farbe geordnete Bestimmungstabelle der Schmucksteine unter Angabe der Brechungsdaten. Die Parallelisierung von Edelsteinnamen und Mineralnamen ist nicht immer geglückt; anschließend werden die Edelsteinmineralien mit ihren Varietäten näher beschrieben. Der dritte Teil behandelt, von Erdentstehung und Erdaufbau ausgehend, in tabellarischer Übersicht die wichtigsten Gesteine unter Angabe der Mineralzusammensetzung und Eigenschaften; ferner bringt er eine alphabetische Übersicht der Gesteine mit einer Tabelle mit den für die Gesteinsprüfung wichtigsten Daten.

Die Bezeichnung der Textbildtafel 1 als „Übersicht über *die* verschiedenen Kristallklassen" ist irreführend, weil nur die Hälfte der Kristallklassen in einem oder mehreren Mineralkristalltypen, die für die Klasse oft gar nicht spezifisch sind, angeführt ist (mehrere Figuren in dieser Tafel sind außerdem stark verzeichnet; das gilt für mehrere andere Kristallskizzen im ersten Teil). Auch sonst sind in einer Neuauflage

einige Verbesserungen und Druckfehlerberichtigungen nötig. Die Farbtafeln (Originale von *W. Wild*) sind unterschiedlich, im ganzen aber recht zufriedenstellend gelungen; letzteres gilt besonders von den farbigen Reproduktionen der Edelsteine auf schwarzer Unterlage. Der Naturfreund wird sich mit dem Bändchen sicher recht gut zurechtfinden.

F. Machatschki, Wien.

Einführung in die Kristalloptik. Von *E. Buchwald.* Vierte, verbesserte Auflage. (Sammlung Göschen: Band 619.) Mit 121 Textabb., 138 S. Berlin: W. de Gruyter & Co., 1952. DM 2·40.

Das Büchlein, das nun in vierter Auflage vorliegt, ist — ganz entsprechend der Zielsetzung der Sammlung Göschen — bei aller Kürze der Darstellung klar und verständlich geschrieben und stellt daher sowohl einen brauchbaren Behelf für eine erste Einführung in das bezeichnete Gebiet dar als auch ein geeignetes Hilfsmittel zur raschen Rekapitulation für Studierende.

Seite 21 heißt es bei der Behandlung des Lichtdurchganges durch eine achsenparallele Kalkspatplatte (mit senkrechter Inzidenz): „In Fig. 18 steht die Achse senkrecht auf der Papierebene. (Läge sie in der Papierebene, so käme dasselbe heraus.) Der Schnitt der Papierebene mit den beiden Schalen der Strahlenfläche besteht also aus zwei Kreisen . . ." Diese Formulierung ist irreführend: Denn, läge die Achse *in* der Papierebene, so käme (hinsichtlich der Zeichnung!) eben nicht dasselbe heraus; dann wäre der Schnitt mit der Papierebene ein Kreis, dem die Ellipse der ao. Schale (bei Berührung in der opt. Achse) umschrieben wäre.

Bei Behandlung der optisch Zweiachsigen ist die Möglichkeit der Verwendung eines Indexellipsoides (Indikatrix der Zweiachsigen) auf S. 50 erwähnt, doch wird in der Folge kein Gebrauch davon gemacht. So wird (S. 52) die Unterscheidung des optischen Charakters am *Fresnel*schen Ellipsoid an Hand des Begriffs der 1. Mittellinie erläutert, dabei aber auf die Fig. 54 und 55 verwiesen, die die Normalengeschwindigkeitsflächen darstellen; zu diesen wäre jedoch *Fletchers Indikatrix* die korrespondierende Bezugsfläche und nicht das *Fresnel*sche Ellipsoid.

Besonders der Schlußteil des Büchleins: „Gitteroptik des sichtbaren Spektrums" wird auch für die Studierenden der Mineralogie von Interesse sein.

F. Raaz, Wien.

Geologica. Schriftenreihe der geologischen Institute der Universitäten Berlin, Greifswald, Halle, Rostock. Nr. 9: Die akzessorischen Schwerminerali en in Eruptivgesteinen, am Beispiel des Ramberggranites und anderer Harzer Gesteine. Von *G. Hoppe.* — Nr. 10: Tektonik, Gefüge und Erzzonen des Ramberggranites im Harz. Von *G. Bischof.* Berlin: Akademie-Verlag, 1951.

Hoppe wendet die bei den Sedimenten mit soviel Erfolg geübten Methoden auch auf Erstarrungsgesteine an, in der Erwägung, daß der Gehalt dieser Mineralien in den Einzugsgebieten auch für das Studium der Sedimente und Sedimentgesteine von Bedeutung sei, daß aber auch Vergleiche der Erstarrungsgesteine untereinander in dieser Richtung Erfolg versprechen müßten, wenn sie richtig angewendet werden. Ganz besonders gilt dies von den hellen Gesteinen. Welche von den Schwermineralien für derartige Untersuchungen geeignet sind, kann nur fallweise festgestellt werden. Unter Umständen sind auch quantitative Untersuchungen mit Hilfe von Kornzählungen dazu notwendig. Aus dem Ramberggranit wurden Apatit, Monazit, Xenotim, Zirkon, Titanit, Rutil, Anatas, Brookit, Turmalin, Dumortierit, Fluorit, Andalusit, Granat, Epidot und Orthit untersucht, von denen unter anderen zonar gebaute Zirkone besonders beachtenswert sind. Aus Kornzählungen hiezu geeigneter Schwermineralien

konnten Varietäten des Ramberggranites unterschieden, frühere unterschiedene Abarten mit dem normalkörnigen Hauptgestein vereint werden. Der Bodegang und der Gang am Reinickenberg erwiesen sich als zusammengehörig, eine Gleichstellung mit dem Ramberggranit ließ sich nicht durchführen, da in den beiden Gängen die Zirkone mit (100) (gestreift) und (311) ausgebildet sind, Monazit und Xenotim sehr zurücktreten, während im Ramberggranit die Zirkone (100), (110), (111) und (311) besitzen und die anderen Akzessorien viel reichlicher sind. Nur getrennte Schwermineraluntersuchung und nicht die normale Dünnschliffuntersuchung führt zu diesen Ergebnissen. Hervorgehoben sei das 300 Arbeiten umfassende Literaturverzeichnis.

G. Bischof schloß aus seinen Untersuchungen am Ramberggranit (Gefüge, Tektonik, Verbindung mit Erzlagerstätten) auf die räumliche Verbreitung dieses Gesteines unter Tag und auf eine SSW—NNO (rheinische) Richtung der Intrusion der granitischen Schmelze im Anschluß an die sudetische Hauptfaltung der varistischen Orogenese. Die Frage nach der Platznahme erscheint dem Verf. durch die Annahme einer Aufwölbung des Rahmens gelöst. Die petrographische Beschreibung der Abarten des Gesteines verzichtet auf nähere optische Daten, dafür ist das Kluftnetz im Gestein und das Korngefüge ausführlich beschrieben. Die Übereinstimmung der Gürtelrichtung der meisten Quarzpole mit der N—S-Richtung der Q-Klüfte weist auf gleichgerichtete Kräfte als Ursachen hin, zumal diese Richtung auch angenähert die der Intrusion ist. Eingehend werden die Erzgänge und ihre Paragenesen geschildert. Sie sind nach *Bischof* nur wenig später als der Granit entstanden und konzentrisch um den Granitpluton angeordnet. Während nach *Bischof* der Bodegang mit der Granitintrusion beiläufig zeitgleich ist und wahrscheinlich eine Apophyse des Granites ist, hält *Hoppe* den Ramberggranit für jünger als den Bode-Reinicken-Gang.

H. Leitmeier, Wien.

Chemische Analyse der Gesteine und silikatischen Mineralien. Von *J. Jakob.* (Lehrbücher und Monographien aus dem Gebiete der exakten Wissenschaften; Chemische Reihe: Band 7.) Mit 10 Textabb., 180 S. Basel: Verlag Birkhäuser. 1952. sfr. 15·60, geb. sfr. 18·70,

Das Buch ist vor allem für Studierende bestimmt. Der Autor konnte so die Beschreibung verschiedener Analysenmethoden auslassen, um die ausgewählten um so ausführlicher besprechen zu können. Daß diese Auswahlarbeit nicht leicht ist und durch persönliche Erfahrungen und Ansichten des Autors bestimmt sein muß, ist selbstverständlich. Der Autor bevorzugt keineswegs immer die meist gebräuchlichen Arbeitsweisen: z. B. empfiehlt er zur Fällung der 3. Gruppe mit Ammoniak Versetzen der ammonchloridhaltigen Lösungen mit geringem Überschuß von konzentriertem Ammoniak in der Siedehitze und einminütiges kräftiges Kochen — ferner zwei- bis dreimaliges Umfällen des Niederschlages, dafür aber kein Waschen; bei der Fluorbestimmung wird nur die gravimetrische Methode (als CaF_2) besprochen; auch sonst weichen die Arbeitsvorschriften von weit verbreiteten vielfach etwas ab. Man spürt allenthalben, daß der Autor keineswegs nur woanders ebensogut zu findende Arbeitsmethoden zusammengetragen hat, sondern er hat all seine analytische Erfahrung — und zum Teil eigene Methoden — mit verarbeitet.

Der Aufbau des Werkes ist ungemein klar, Druck und Papier entsprechen allen Anforderungen. Das Fehlen eines Registers macht sich kaum bemerkbar. Das Buch ist in drei Teile gegliedert. Den größten Teil (S. 9 bis 151) nimmt der allgemeine Teil ein, in welchem die chemische Silikatanalyse im allgemeinen und für alle üblicherweise chemisch bestimmten Bestandteile beschrieben ist. Dem ist ein kurzer spezieller Teil (S. 152 bis 176), in welchem auf die Besonderheiten bei der Analyse der verschiedenen Silikatmineralien eingegangen wird, angeschlossen; hier findet man

kurze Hinweise zur Analyse von Disthen, Granat, Lepidolith, Mn-Silikaten usw. Ein kurzer Anhang (Darstellung der Vergleichslösungen, Betrachtungen über Genauigkeit der Gesteinsanalyse) beschließt das Buch.

J. Zemann, Wien.

Die silicatischen Tonminerale. Von *K. Jasmund.* (Monographien zu „Angewandte Chemie" und „Chemie-Ingenieur-Technik": Nr. 60.) Mit 40 Textabb. und 67 Tab., 142 S. Weinheim a. d. Bergstraße: Verlag Chemie, G. m. b. H. 1951.

Die wünschenswert knapp gehaltene Darstellung behandelt die Mineralogie der Tonsilikate, ihre Untersuchung mit den verschiedenen physikalischen und chemischen Methoden, ihre Kristallstrukturen und Eigenschaften, im ersten Teil in allgemeiner Übersicht, während im zweiten Teil die einzelnen hieherzuzählenden Mineralien, einschließlich jener, die zu den Glimmern hinüberführen und einschließlich der Mg-reichen Schichtsilikate ihre Besprechung finden. Es ist nicht ohne weiteres verständlich, warum der Pyrophyllit überhaupt nicht erwähnt wird. Sonst ist die Darstellung recht übersichtlich und vollständig; sie wird durch reichlich beigegebene Tabellen mit analytischen und physikalischen Daten, ferner durch zahlreiche Diagramme und Strukturbilder trefflich unterstützt. Das kleine Werk ist recht empfehlenswert, sowohl für die Studierenden als auch für den Praktiker. Es bringt alles Wissenswerte und schließt mit einem Literaturverzeichnis von fast 300 Nummern. Auf Seite 105 ist in die Formel des Attapulgites ein Druckfehler geraten, ebenso auf Seite 129 in jene des Muskovits. Die Ausstattung ist sehr gut.

F. Machatschki, Wien.

Gesteinskunde für Hochbau und Plastik. Fachkunde für Steinmetzen, Bildhauer, Architekten und Baumeister. Von *A. Kieslinger.* 200 S. Wien, Verlag des Österreichischen Gewerbevereines. 1951.

Dieses Buch dient wohl vor allem seiner Bestimmung und vermittelt dem angeführten Kreis die notwendigsten Grundlagen der Gesteinslehre, nur soweit sie für den angeführten Zweck des Verständnisses des gesamten Stoffes unerläßlich sind. Dagegen ist das Gebrauchsmaterial sehr ausführlich behandelt. Gerade darin besteht der Wert von *Kieslingers* Buch für den Mineralogen, den Petrographen und den Geologen. Er findet da eine ganze Menge von Angaben zusammengetragen, die er sich sonst recht mühsam heraussuchen müßte. Das äußerst sorgfältig gearbeitete ausführliche Register ist von ganz besonderem Wert. Durch die knappe aber immer leichtverständliche Textfassung war es möglich, sehr viel auf engem Raume zu bieten. Daß bei den wichtigsten Vorkommen der beschriebenen Gebrauchsgesteine die österreichischen Vorkommen besonders in den Vordergrund gerückt sind, ist bei der heutigen Lage der Buchverbreitung im Auslande durchaus gerechtfertigt. Bei den einzelnen österreichischen Gesteinsvorkommen sind auch stets Verwendungsbeispiele gebracht. Da naturgemäß Wien dabei an erster Stelle stehen muß, hat *Kieslingers* Buch auch seinen Wert für die Baugeschichte Wiens und dadurch auch für die österreichische Kunstgeschichte.

Daß die Gesteine ihrer Bedeutung nach ganz anders behandelt sind als in einem Lehrbuch der Gesteinskunde, ist wohl selbstverständlich, so daß z. B. die technisch leider auch Marmor genannten dichten, polierfähigen Kalksteine besonderer Farben mehr als doppelt so viel Raum (27 Seiten), als die echten metamorphen Marmore (12 Seiten) einnehmen. Das Buch *Kieslingers* erbringt den Beweis, daß auch auf nichtglänzendem Papier die meisten Bilder, die in anerkennenswert großer Zahl und immer an der richtigen Stelle eingefügt sind, recht gut herauskommen.

H. Leitmeier, Wien.

Erweckung der Steine. Essays zur Angewandten Geologie in Österreich. Von *H. Küpper*. Mit Abb., 57 S. Wien: Österreichische Staatsdruckerei. 1951.

Die zehn kurzen, gedankenreichen Aufsätze stammen von einem Verfasser, der nach langem Aufenthalt in Südostasien nunmehr mit den dort gewonnenen Erfahrungen den Ausgangsraum der Heimat betrachtet. Die Schrift will auch in der Heimat gesteigertes Verständnis für die Arbeit des Geologen erwecken, die, wenn schon nicht heute, so doch in Zukunft dem Lande Wesentliches bringt. Ernste Worte gelten der Vorratsposition auf dem Rohstoffsektor, andere der Stellung der Geologischen Bundesanstalt, der geologischen Wissenschaft und der Geologen als solchen im Rahmen des Ganzen, wieder andere der Wirklichkeit im Rahmen der Theorie und der Darstellung; in weiteren Aufsätzen wird den angeblichen Wünschelrutenerfolgen die Vielfalt der heute verfügbaren exakten Erschließungsmethoden gegenübergestellt und es werden kritische Bemerkungen den Fragen der Erdölentstehung gewidmet. Mit einem auf die Erhaltung der Einheitlichkeit und Unteilbarkeit als Prinzip der Geologie gegenüber dem Nurspezialistentum gerichteten Appell klingt die sehr lesenswerte, anregende Schrift aus.

F. Machatschki, Wien.

Gesteine und Minerallagerstätten. Von *P. Niggli*. Band II: Exogene Gesteine und Minerallagerstätten. Unter Mitwirkung von *E. Niggli*. (Lehrbücher und Monographien aus dem Gebiete der exakten Wissenschaften; Mineralogisch-geotechnische Reihe: Band IV.) Basel: Verlag Birkhäuser, 1952.

Dem 1948 erschienenen ersten Band des dreibändigen Werkes, der den allgemeinen Teil umfaßt, ist nun der zweite Band gefolgt, der unter dem zusammenfassenden Namen exogene Gesteine nach des Verfassers Auslegung die nicht metamorphen Sedimente und Sedimentgesteine umfaßt. Zuerst wird die Verwitterung und dabei die verschiedenen daran beteiligten Prozesse, die Wanderungen der echten und kolloiden Lösungen, die Rückstände, viele Sonderfälle, die molekularen bzw. ionendispersen Verwitterungslösungen behandelt. Darauf folgt ein kurzer aber hochwillkommener Abriß über die vielfach in Gesamtwerken der Petrologie nicht berücksichtigten Bödenbildungen, wobei besonderes Gewicht auf die Darstellung der Böden Mitteleuropas gelegt ist. Den Hauptteil des Werkes, das als durchaus selbständiges Buch auch völlig unabhängig von Band I und III seine Bedeutung hat, macht die Schilderung der Sedimente und Sedimentgesteine selbst aus, die nicht voneinander abgetrennt werden. Dabei kommt bei beiläufig gleicher Aneinanderreihung die Haupteinteilung in klastische und chemische Sedimente nicht mehr so zum Ausdruck, wie wir es bisher gewohnt waren (z. B. *Correns*). Den Psephiten und Psammiten, die allein nur als klastische Sedimente (Trümmergesteine) bezeichnet werden, folgen als gleichwertige zweite Abteilung, die der Pelite, Gelite und Humite, die in tonige und karbonatige Pelite, in Sapropelite, Humite und Kaustobiolithe, in Sulfoprolite, dann in Eisen- und Manganhydrolite und schließlich in Kieselgesteine (Siliciumhydrolite und die Kieselpelite-Lydite) unterteilt werden. Bei den klastischen Sedimenten, denen 137 Seiten gewidmet sind, ist besonders auf die Schwermineralassoziationen und die Sinkgeschwindigkeiten kleiner Festbestandteile in ruhenden Medien eingegangen (Stikesches Gesetz, Reynoldsche Zahl, Oseensche Formel). Die erste Gruppe von II umfaßt die gewöhnlich als Pelite bezeichneten Tone und Tongesteine über deren Verwendungsart hier auch berichtet wird. Die zweite Gruppe behandelt Faulschlamm, Moore, Torf, Kohlen und Erdöl. Bei der Kohlenpetrographie ist besonders die Mazerationsmethode berücksichtigt. In die Sulfosopropelite sind die sedimentären sulfidischen Erzlagerstätten (z. B. Rammelsberg, Kupferschiefer) einbezogen und diese Stellungnahme wird vom Autor gerechtfertigt. Die Eisen- und Manganhydrogelite umfassen auch die eisen- und manganoxydischen und hydroxydischen Gesteine sowie Eisen-

kiesel- und Eisensilicatgesteine und die ihnen entsprechenden Erzlagerstätten. Hieher gehören auch die Eisenerze der Moore der verschiedensten Gebiete, die Rasenerze, aber auch die Chamosite und manche der ganz großen Manganlagerstätten der Erde, wie etwa Tschiaturi, aber auch die schichtigen Sideritlagerstätten (z. B. Lake Superior) und die vorwiegend oxydischen Fe- und Mn-Lagerstätten. Unter den spärlich genannten Beispielen befinden sich auch die Roteisensteinlager vom Lahn-Dill-Typus. Für alle diese Erzlagerstättengruppen werden terrestrische und marine Bildungen unterschieden. Zur letzten Gruppe, den Kieselgesteinen, gehören u. a. auch die Radiolarite, Hornsteine, Feuersteine, Diatomite, Lydite, Kieselkalke (zum Teil). In dieser Gruppe herrscht somit völlige Kongruenz mit dem bisherigen Umfang, sie freilich in die gleiche Abteilung wie die Kohlen zu stellen, ist sehr ungewohnt, wird aber vom Verfasser durchaus begründet. Die nächste Gruppe sind die Karbonatgesteine, also Kalkstein und Dolomitgestein. Hier interessieren besonders die Darlegungen über die Versuche einer Systematik der Kalksteine und der Abschnitt über die Faziesuntersuchungen. *Wattenbergs* Untersuchungen ist breiter Raum gewidmet. Bei der Behandlung der Dolomitgesteinsbildung vermißt man, gleich wie in anderen sedimentpetrologischen Werken, die Behandlung der grundlegenden Untersuchungen des Belgiers *Klement,* auf die Ref. immer und immer wieder hingewiesen hat, ebenso fehlen die Ergebnisse der Untersuchungen von *Bär. Niggli* hält direkte Dolomitbildung für durchaus möglich, und die Untersuchungen von *Sander* und die seiner Schüler werden ausführlich gebracht. *Niggli* vertritt die Ansicht, daß primäre Dolomitbildung gegenüber der submarinen metasomatischen bis in die obere Kreide allmählich zurücktritt, woraus man schließen muß, daß marin-sedimentäre Dolomitbildung im Verlauf der geologischen Epochen seltener geworden ist. Auf die Karbonatgesteine folgen die Abteilungen der sedimentären Phosphatlagerstätten, der Salzlagerstätten (Chlorid-Sulfatgesteine), die eine eingehende Darstellung gefunden haben, wobei die Erklärungsversuche der großen Unterschiede zwischen den ausführlich behandelten Ergebnissen der Laboratoriumsversuche und den natürlichen Verhältnissen großen Umfang haben. Die alpinen Salzlagerstätten und Salzgesteine sowie die Polens (Galizien) werden nicht erwähnt. Nicht nur Eis, auch Schneeablagerungen und loses poröses Aggregat von H_2O-Kristallen als äolisch-chemische Sedimentbildungen sowie Eisüberzüge und so kurzlebige Gebilde, wie Reif, Rauhreif, Graupeln und Hagelkörner werden den Sedimenten bzw. Sedimentgesteinen zugerechnet. Konsequenterweise könnte dann wohl auch das Wasser hier behandelt werden, da der Verfasser auch Erdöl zu den Gesteinen rechnet. Wenn unter den beispielhaften Arbeiten aus neuester Zeit die Gletscherkunde von *Alb. Heim* (1885) angeführt ist, hätten wohl auch *Penk* und *Brückner* genannt werden müssen. Ein eingehender Abschnitt über die „petrographischen" Provinzen der sedimentären Abfolge beschließt den Band, ein Gebiet auf dem man bisher kaum über erste Versuche hinausgekommen ist. Um so wertvoller ist *Nigglis* Vorschlag, eine Gliederung in 1. Sedimentpetrographische Gebirgstypen, 2. solche eingelagert in Senken, Wannen, Becken, Gräben und 3. ausgesprochen ozeanische Typen zu versuchen. Verschiedene Unterabteilungen konnten unterschieden werden, die besonders bei 2 recht zahlreich sind. Es sei nur angemerkt, daß in einem sprachlich so durchgearbeiteten Werk der widersinnige, aber leider ganz allgemein gebrauchte Ausdruck „petrographische Provinz" nicht durch die klare Bezeichnung „Gesteinsprovinz" ersetzt ist.

Die Art der Darstellung und die Anordnung des gesamten Stoffes macht es auch dem weitgehend vorgebildeten Leser und Benützer dieses umfänglichen Lehrbuches keineswegs ganz leicht, dem Verfasser immer zu folgen. Aber auch mühevollstes Eindringen in *Nigglis* Gedankenwelt und in den Bereich seines unheimlich weiträumigen Wissens, lohnt sich auf jeder Seite, deckt Zusammenhänge auf und regt zu weiterem Forschen an, wie kaum ein anderes Buch. Geradezu erstaunlich aber ist die Reich-

haltigkeit des bis in die kleinsten und feinsten Einzelheiten bewältigten Stoffes, die Unmenge von verarbeiteter Literatur, besonders der neuesten, aus allen Gebieten der Erde, die in ihrer Gesamtheit nachzuweisen wohl einen eigenen Band gefüllt hätte und daher nur auszugsweise geboten werden konnte. Bodenkunde, Geologie mit Stratigraphie, Lagerstättenkunde, Mineralogie, Petrologie, all das in weitestem Umfang gedacht, ist gleichmäßig verarbeitet worden. Beides, Stoff und Literatur sind durchaus souverän beherrscht und angeordnet, nicht einfach aneinandergereiht, sondern nach eigenem Willen umgeordnet, ohne eine Spur einer Anlehnung an Hergebrachtes. Und wenn schon Allbekanntes naturgemäß sehr oft gebracht werden mußte, weil nichts Neues hinzugetan werden konnte, dann ist auch das irgendwie so umgebaut, daß es wie eine Neudarstellung wirkt. Immer wieder sind Zusammenhänge herausgearbeitet oder neu geschaffen. Durchaus eigenwillig ist auch die Auswahl des Gebotenen, insbesondere die der Beispiele von Vorkommen, auf die für manche Abschnitte fast verzichtet worden ist.

Das Buch ist reich an Abbildungen, Diagrammen und tabellarischen Zusammenstellungen, darunter zahlreiche Analysenzusammenstellungen. Die Zahl der angeführten einzelnen Vorkommen ist nicht groß, die Auswahl aber gut gewählt und zumeist auch ausreichend. Die sonst in wissenschaftlichen Büchern üblichen Photographien sind ausschließlich durch Zeichnungen ersetzt. Auch bei der Wiedergabe von Dünnschliffbildern ist dies geschehen, was vielleicht nicht allgemeine Zustimmung finden dürfte. Dadurch aber ist der Autor in die Lage versetzt, das stärker zu betonen, was er zeigen will, ohne dabei das Gesamtbild zu verfälschen. Jedenfalls aber ist dadurch in diesem in jeder Beziehung vorbildlich ausgestatteten Buch mit besonders schönem Satzbild die typographische Einheit in idealer Weise gewahrt, die bei der Wiedergabe von Photographien durch den Lichtdruck auf jeden Fall zerstört wird. Dieser Band ist ein in glänzendem Stil, klarstem und schönstem Deutsch geschriebenes Standardwerk einer großen und starken Persönlichkeit, die alles bis ins Kleinste durchdacht hat, ein Werk von allergrößter Eindringlichkeit, die dennoch an keiner Stelle zur Aufdringlichkeit wird.

Die Aufeinanderfolge von Band II und III, die Tatsache, daß die „exogenen Gesteine", also die nach *Nigglis* Definition an der Grenze zwischen Lithosphäre, Atmosphäre und Hydrosphäre gebildeten Sedimentgesteine *vor* den endogenen, in der Lithosphäre selbst gebildeten Gesteinen, die im wesentlichen die Lithosphäre aufbauen, zuerst behandelt sind, könnte wohl Befremden auslösen. Die Behandlung der Gesteine, aus denen die exogenen entstanden sind, folgt in *Nigglis* Anordnung erst nach diesen, das sekundäre also vor dem primären. Vielleicht ist diese Anordnung den Metamorphiten zuliebe erfolgt, die zum Teil (vielleicht wohl zu sehr großen Teilen) aus Sedimenten und Sedimentgesteinen *in* der Lithosphäre entstanden sind, nach *Nigglis* Definition daher zu den endogenen Gesteinen gehören, auch wenn sie exogenen Ursprungs sind. Läge da nicht doch der Gedanke nahe, daß die Vereinigung der Magmatite, der plutonischen und der vulkanischen, die auch die Migmatite und Diabrochite umfassen, mit den Metamorphiten doch eine etwas gewaltsame ist? Daß vielleicht doch eine Trennung dieser beiden in zwei *selbständige* Gruppen auch seine Berechtigung haben könnte, auch dann, wenn es heute recht zahlreiche Gesteine gibt, bei denen man nicht immer mit Sicherheit eine Entscheidung treffen können wird, in welche der beiden sie einzureihen wären. Gerade der Verfasser ist ja geneigt, den Umfang dieser schwer zu reihenden Gesteine nicht zu weit zu ziehen. Es spricht eben doch gar manches für die alte Reihung: Magmatite, Sedimentgesteine, Metamorphite, wobei man *Eskola* folgend eine vierte Gruppe als Migmatite aufstellen könnte, die freilich nicht allzuleicht von den Magmatiten und Metamorphiten abzutrennen sein würde. Es sei an diese Bedenken hier nur erinnert, denn einmal bezeichnet *Niggli* seine Arbeit ja selbst als einen „etwas eigenwilligen Versuch", ein

„Versuch" der seine Berechtigung durch das Buch selbst auf glänzende Weise gerechtfertigt hat. Und dann muß der Referent gestehen, daß ihm im Grunde genommen an Anordnungen, Systemen usw. nicht allzuviel gelegen ist, daß er den Inhalt als solchen für unvergleichlich wichtiger hält, und er muß abschließend feststellen, daß er in diesem Sinne beim Studium von *Nigglis* Buch sehr auf seine Rechnung gekommen ist.

H. Leitmeier, Wien.

Dana's System of Mineralogy. Von *Ch. Palache, H. Berman* † und *Cl. Frondel*. Siebente, umgearbeitete und erweiterte Auflage. II. Band. Mit Textabb., IX, 1124 S. New York: J. Wiley & Sons, Inc. — London: Chapman and Hall, Ltd. 1951. Geb. $ 15·—.

Im zweiten Band dieses modernsten Nachschlagewerkes werden natürlich dieselben Anordnungs- und Behandlungsmomente benutzt, wie sie im ersten Band verwendet wurden, der in Band 1 dieser Zeitschrift besprochen wurde. Eingehend und in sehr verläßlicher Weise werden nunmehr die Halogenide, Sauerstoffsalze (mit Ausnahme der dem dritten Band vorbehaltenen Silikate) einschließlich der Salze organischer Säuren behandelt. Bei den Aluminiumfluoriden erfolgt die Anordnung zweckmäßigerweise als Gegenstück zu den Silikaten nach den AlF_6-Oktaederverbänden. Auch für diesen Band wurden viele Elementarkörperbestimmungen durchgeführt, die teilweise anderswo noch nicht veröffentlicht sind. Es ist erstaunlich, auf wie wenige Druckfehler (z. B. S. 55, Analysentabellenerklärung verdruckte Formel für den Terlinguait oder auf S. 877 Druckfehler in der Formel des Ellestadit) man beim Gebrauch stößt. Die umfangreiche Arbeit, die geleistet wurde, ist um so mehr zu bewundern, als die Ausarbeitung des Bandes nach dem allzufrühen Tode von *H. Berman* fast völlig auf den Schultern von *Cl. Frondel* ruhte. Das eine oder das andere von geringerer Bedeutung möchte man vielleicht anders sehen; so wäre vielleicht die Art der Formelschreibung zu erwähnen, die deutliche Hinweise auf Komplexbildungen vermissen läßt. Ich halte es z. B. für besser, die Formel des Wilkeits nicht $Ca(P,S,Si,CO_4)_3(OH)$ zu schreiben, sondern $Ca_5[(P,S,Si,C)O_4]_3[OH]$, wobei noch als sehr fraglich die Annahme eines Ersatzes von P durch C bleibt. Für den Pharmakosiderit hätten die neueren Ergebnisse von *J. Zemann* in den Vordergrund gestellt werden sollen. Sehr viele Kristallbilder, besonders solche von formenarmen Kristallen erscheinen stark überdimensioniert. Dies sind Wünsche von untergeordneter Bedeutung. Jedenfalls hat sich besonders *Cl. Frondel* den Dank aller an Mineralien interessierten Kreise reichlichst verdient und er ist zur gelungenen Ausführung des mühevollen Werkes wärmstens zu beglückwünschen.

F. Machatschki, Wien.

The Charnockite of the Varberg District on the South-Western Coast of Sweden. Von *P. Quensel*. Arkiv f. Mineralogi och Geologi. Stockholm: 1951.

Diese Charnockite liegen in der archäischen Formation der Eisengneise. Der Mineralbestand der Charnockite enthält: Antiperthit, Kalifeldspat (zumeist Orthoklas), meist unverzwillingter Plagioklas, Hypersthen, Diopsid, beide in wechselnden Mengen, Hornblende, die fehlen kann, Granat und verschiedene Erze. Der Verf. unterscheidet drei Abarten. I. häufig gangförmig auftretende basische Charnockite von xenomorph-körnigem Gefüge, die wiederum nach ihrem Hornblende-Gehalt unterteilt werden können, von denen an Hornblende freie am häufigsten sind. Die Plagioklase enthalten 35% An. Pleochroitischer Hypersthen, dessen Pleochroismus auf einen Gehalt von Ti und Fe^{III} zurückgeführt wird und der oft kleine Kornaggregate um Diopsidkerne bildet, und reichlich eisenreicher Granat beteiligen sich an der Zusammensetzung dieser Gesteine. Zwei Analysen, die mit solchen an Gesteinen von Ceylon und Uganda übereinstimmen, sind mitgeteilt, ihre Niggliwerte führen auf Norit-Hyperit. II sind intermediäre Gesteine mit SiO_2-Gehalten von 54—62% im

gleichen Steinbruch. Bei ähnlichem Mineralgehalt tritt Orthoklas mehr hervor, Plagioklas enthält 25% An, Diopsid überwiegt über dem Hypersthen, der trotz hohem Eisengehalt viel geringeren Pleochroismus zeigt als der Typus I. Fünf Analysen sind angegeben. Dieses Gestein enthält grobkörnige Anorthosit-ähnliche Schlieren. Typus III ist eine felsische Abart, Pyroxen tritt zurück oder fehlt, auch der Gehalt an Hornblende ist sehr gering, hoher Quarzgehalt, saurer Oligoklas, Mikroklin, zum Teil Mikroklinperthit sind Hauptgemengteile zu denen auch Biotit treten kann, der den anderen Typen fehlt, zwei Analysen sind mitgeteilt. III ist ein granulitisches Gestein, das in den die Charnockite begleitenden Aplitgranit übergeht. Der Kontakt von I gegen den Eisengneis ist ziemlich scharf, diese Charnockite enthalten gelegentlich Gneisxenolithe. Vom Typus II ist der Gneis durch einen zirka 3 dm breiten Kontakt getrennt. III entspricht in seiner Zusammensetzung und im Chemismus den umgebenden Gneisen. I entspricht Metabasiten, die im Gneis an vielen Stellen auftreten, dioritisch-gabbroiden Einlagerungen, darunter Uralitgabbro und Amphibolit, die auch analysiert worden sind. In II liegen Amphiboliteinschlüsse, die beginnende Charnockitisierung zeigen; dieser Typus ist nachweisbar ein hybrides Gestein, zum Teil monzonitischer Zusammensetzung. II und III stehen in genetischen Beziehungen zu einander und an ihren Grenzen bilden aplitgranitisch-charnockitische Mischgesteine Übergänge von Grobgemengen bis zu völliger Homogenisierung. Aus den Niggliwerten läßt sich die Zusammensetzung der Mischgesteine errechnen. Die Charnockite von Vaberg sind gleich den indischen tiefenmetamorphen Produkten (plutonische Metamorphose) heterogener Zusammensetzung, entstanden durch Zufuhr von Alkalilösungen in verschiedenartige, wohl zum Teil sedimentogene Ausgangsgesteine. Diese Alkalilösungen dürften von den Aplitgraniten ausgegangen sein. Die Gesteine der Abart II können als palingene Syntekte gedeutet werden. *Quensel* nimmt für die Charnockite eine eigene zwischen Eklogit und Granulit stehende Mineralfazies an. Eine erzmikroskopische Untersuchung des Erzinhaltes der Vabergesteine (Magnetit, Titanomagnetit, Ilmenit, Haematitilmenit, Magnetkies, Pentlandit, Zinkblende, Pyrit) durch *Ramdohr* und der Spurenelemente der Gesteine durch *Landergren* beschließt diese umfassende Arbeit, die auch einen sehr ausführlichen Literaturnachweis enthält. *H. Leitmeier*, Wien.

Meteoritensammlungen in Ungarn. Von *L. Tokody* und *Maria Dudich-Vendl* †. Budapest: Ungarische Akademie der Wissenschaften. 1951.

Das Werk ist eine registrierende Zusammenstellung des Materials der Meteoritensammlungen Ungarns, deren reichhaltigste jene der Mineralogischen und Petrographischen Abteilung des Ungarischen National-Museums ist. Von dieser war bereits 1886 ein Katalog in ungarischer und deutscher Sprache publiziert worden. Im Laufe der Zeit ist diese Sammlung beträchtlich angewachsen und so verfaßte 1928 die Kustodin des Institutes Frau *Maria Dudich-Vendl* ein Inventar und legte eine Kartothek an. Die doppelte Autorschaft der vorliegenden Veröffentlichung ist die Wiedererweckung und der Ausbau ihrer Arbeiten. Es erschien dem Verfasser und Herausgeber wünschenswert, auch die anderen Meteoritensammlungen des Landes mit aufzunehmen.

Vorwort und Einleitung sind in drei Sprachen verfaßt: ungarisch, russisch und englisch. Die Überschriften der listenmäßigen Zusammenstellungen sind gleichfalls in diesen drei Sprachen gegeben. Am Schluß des Buches orientiert das Inhaltsverzeichnis (eines ungarisch und englisch, das andere russisch) über die behandelten Sammlungen; diese sind von Seite 21 bis 103 registriert.

Unter der redigierenden Autorschaft Prof. *L. Tokodys*, dessen wissenschaftliche Zuverlässigkeit allgemein bekannt ist, ist die Veröffentlichung sicherlich ein wertvolles Nachschlagwerk für die Meteoritenkunde geworden. *F. Raaz*, Wien.

Nachrichten.

Prof. Dr. *H. Haberlandt,* Wien, wurde der von Prof. *Fritz Feigl* im Jahre 1951 gestiftete und nach ihm benannte Mikrochemiepreis erstmalig von der Österreichischen Gesellschaft für Mikrochemie verliehen.

Der Privatdozent für Mineralogie und Petrographie an der Universität Wien, Dr. *J. Zemann,* hat einen Ruf auf das planmäßige Extraordinariat für Mineralogie und Kristallographie an der Universität Göttingen angenommen.

Kommission für Geochemie (Commission de la localisation géochimique des éléments) der Internationalen Chemischen Union, Sektion Anorgan. Chemie.

Am XIII. Internationalen Kongreß der reinen und angewandten Chemie vom September 1951 in New York und Washington wurde von der Sektion Anorganische Chemie eine „Commission de la localisation géochimique des éléments" gegründet mit folgendem Büro:

Präsident: Prof. Dr. *P. Niggli,* Sonneggstraße 5, Zürich, Schweiz.

Vizepräsident: Dr. *M. Fleischer,* U. S. Geological Survey, Washington 25 D. C., USA.

Sekretäre: Prof. Dr. *T. F. W. Barth,* Geological Museum, Oslo 45, Norway.
Prof. Dr. *E. Raguin,* Ecole Nationale Supérieure des Mines, 60, Boulevard Saint-Michel, Paris 6e, France.

Die Kommission soll zunächst als Sammel- und Informationsstelle aller geochemischen Untersuchungen dienen. Es ist daher sehr erwünscht, daß Einzelforscher oder Forschungsinstitutionen, die geochemische Arbeiten unternehmen oder Bibliographien dieser Art durchführen, die Kommission über ihre Projekte und deren Ziele informieren. Die Kommission kann ihnen dann ihrerseits Auskünfte erteilen, wo Arbeiten ähnlichen Charakters im Gange sind. Die Mitteilungen sind zu richten an Prof. Dr. *T. F. W. Barth* oder an *Dr. M. Fleischer* (für Amerika und Australien).

1953 ist ein Kongreß geplant mit einem Symposium über geochemische Fragen und einer Aussprache über den Stand regionaler Analysensammlungen von Gesteinen und Mineralien.

1949—1951 **Mitteilungen** Nr. 114
der
Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft

Monatsversammlung am 21. März 1949
F. Machatschki: Fortschritte in der Erforschung der Silikatstrukturen.
Monatsversammlung am 16. Mai 1949
H. Haberlandt: Über die Genesis der alpinen Kluftmineralien 72
Monatsversammlung am 5. Dezember 1949
W. Medwenitsch: Die Mineralogie und Petrographie des alpinen Salzgebirges.
Monatsversammlung am 12. Dezember 1949
W. Medwenitsch: Zur Petrogenese und Tektonik der alpinen Salzlagerstätten.
Monatsversammlung am 16. Januar 1950
L. Handl: In den Kristallkellern des ewigen Eises.
Generalversammlung am 30. Januar 1950
H. Tertsch: Historische Mineralnamen 74
Monatsversammlung am 13. März 1950
K. Kontrus: Neue Mineralfunde aus den Alpen: Ankogel 77
E. Zirkl: Neue Mineralfunde aus den Alpen: Stubachtal 78
Ch. Exner: Zur Geologie und Petrographie des Radhausberg-Unterbaustollens bei Bad-Gastein 79
Monatsversammlung am 8. Mai 1950
H. Heritsch: Eine neue Methode des Kristallzeichnens.
Seltene alpine Quarzzwillinge.
Demonstration von Mineralien aus der Lieserschlucht.
Monatsversammlung am 20. November 1950
H. Leitmeier: Die Granitisationsfrage.
Monatsversammlung am 11. Dezember 1950
Ch. Exner: Erscheinungen der Granitisation in den Hohen Tauern, besonders im Raume Bad-Gastein 81
Generalversammlung am 29. Januar 1951
W. E. Petraschek: Geologie und Nickelerzbildung in Ostgriechenland.
Monatsversammlung am 26. Februar 1951
E. Zirkl: Mineralogische Neuigkeiten aus den Hohen Tauern.
K. Kontrus: Beobachtungen an den Titanmineralien vom Ankogel 84
Monatsversammlung am 19. März 1951
W. Berger: Mineralien aus Elba.
J. Zemann: Neue Strukturforschungen.
Monatsversammlung am 7. Mai 1951
A. Schiener: Mineralien des Radhausberges bei Gastein: Physiographie.
Monatsversammlung am 4. Juni 1951
H. Haberlandt: Minerogenese und Geochemie des Gasteiner Tales 87
50-Jahr-Feier der Österreichischen (bis 1947 Wiener) Mineralogischen Gesellschaft am 14. und 15. Juni 1951 88
W. F. Foshag: Der Ausbruch des Paricutin (Filmvorführung).
F. Machatschki: Die Entwicklung der mineralogischen Forschung in den letzten 50 Jahren.
H. Michel: 50 Jahre Mineralogische Gesellschaft in Österreich.
Außerordentliche Generalversammlung am 10. Dezember 1951
Wahl von Ehrenmitgliedern anläßlich des 50jährigen Bestandes der Gesellschaft 89
H. Leitmeier: Adolf Pichler als Dichter und Geognost.

Monatsversammlung

am 16. Mai 1949.

Vortrag:

H. Haberlandt:
Über die Genesis der alpinen Kluftmineralien.

Es sei gestattet, dieses Problem in geochemischer Beleuchtung zur Diskussion zu stellen. Die Ansichten der Schweizer Mineralogen über die Entstehung der westalpinen Kluftmineralien sind in der Arbeit von *H. M. Huber*[1] zusammenfassend dargestellt. Folgende grundsätzliche Ansichten werden vertreten: Das Alter der Gotthard- und Aaregneise wird als variszisch angenommen, da die Geröllbildungen in transgredierender Form vorliegen. Es fand eine variszische Dislokationsmetamorphose (Tektometamorphose) statt. Erst viel später, während der alpinen Faltung und Metamorphose, als sich Risse und Spalten bildeten, destillierte bei einer Temperatur von etwa 300 bis 450° C Kohlensäure und Wasserdampf in die Hohlräume, in welche später eine unter der Mitwirkung einer Epimetamorphose entstandene Silikagellösung eindringt. Es erfolgt die Ausfällung der Kieselsäure als Quarzband und eine Vergrößerung des Hohlraumes durch Einwirkung der Lösungen auf das Nebengestein, aus dem Bestandteile herausgelöst werden. Damit verbunden ist eine teilweise metasomatische Umwandlung der Kluftwandgesteine; anschließend kristallisieren die Kluftmineralien in bestimmter Reihenfolge aus.

Wesentlich ist bei diesen Ansichten, daß die Mineralbildung zu einem bedeutend späteren Zeitpunkt erfolgt als die Gesteinsentstehung und daß nur Wasser und Kohlensäure aus der Tiefe kommen sollen.

Nach *J. Koenigsberger*[2] sind die seltenen Elemente, wenn sie in Kluftmineralien, z. B. im Monazit auftreten, nicht tertiär alpin, sondern sollen einer voralpinen Anreicherung ihre Entstehung verdanken.

Im folgenden wird nun die These, daß der Stoffbestand der Kluftmineralien aus dem Nebengestein stammt, vom geochemischen Standpunkt aus in bezug auf die einzelnen Elemente diskutiert.

Bei den *Alkalien* ist es auffällig, daß das Natrium stärker als das Kalium mobilisiert wird und auch weiter wandert, da die größten Periklinvorkommen sich im Bereich der Schieferhülle finden, während der Kalifeldspat in der Form von Adular hauptsächlich an die Granitmassive gebunden ist. Bei den Gesteinsfeldspaten ist eine Albitisierung auf weite Bereiche festzustellen. Der relativ hohe Rubidiumgehalt (nach *Goldschmidt* etwa 0,1%) der Adulare zeigt eine Analogie zu pegmatitischen Feldspaten trotz der niedrigen Bildungstemperatur der Adulare (um 360° C).

Die für die Hohen Tauern so charakteristischen *Titanmineralien*, wie Anatas, Rutil, Brookit, sind in bestimmten Zonen in der Nachbarschaft der Orthogneise angereichert und finden sich auf Grund von eigenen Dünnschliffuntersuchungen reichlich in den injizierten Nebengesteinen der Mineralklüfte in Form von Neubildungen quer zur Schieferung (nicht eingeregelt). Der nicht unbeträchtliche Niobgehalt der Anatase und Brookite weist auf eine Zufuhr aus der Tiefe hin. In letzter Zeit wurden gerade auf Schweizer Gebiet zahlreiche Mineralien mit *Seltenen Erden* in Mineralklüften gefunden, z. B. außer Monazit und Xenotim: Gadolinit, Bazzit, Kainosit und

---

[1] *H. M. Huber:* Die Kluftminerallagerstätten im südöstlichen Gotthardmassiv. Schweiz. Miner. u. Petr. Mitt. *23* (1943), 475.

[2] *J. Koenigsberger:* Über tektonische Metamorphose, Mineralvorkommen und Pegmatite im oberen Tessintal. Schweiz. Miner. u. Petr. Mitt. 22 (1942), 85.

P. Nigli, J. Koenigsberger, R. L. Parker: Die Mineralien der Schweizer Alpen. Basel, 1940.

Synchisit, die zumeist an schmale Injektionsgneiszüge oder Aplite im Aaregranit gebunden sind. Struktur und Zusammensetzung der seltenen Kluftmineralien entsprechen denjenigen von Mineralien pegmatitisch-pneumatolytischen Stadiums. Ebenso entspricht die Verteilung der Seltenen Erden in alpinen Fluorit- und Scheelitvorkommen (Anreicherung der Yttererden Yb, Tb, Er) der Differentation in pegmatitischen Vorkommen derselben Minerale. Eine Reihe von alpinen Kluftmineralien, wie Milarit, Phenakit, Axinit und Danburit in der Schweiz, Scheelit und Datolith in beiden Gebieten und von Euklas im Gebiet der Ostalpen sind charakteristisch für höhere Bildungstemperatur und die Elemente Beryllium, Bor und Wolfram geben einen Hinweis auf eine Zufuhr aus der Tiefe. Trotz provinzieller Verschiedenheiten besonders in bezug auf die Erzführung konnten in den Ostalpen sehr ähnliche Mineralparagenesen festgestellt werden wie in den Westalpen. Beispiel hiefür sind ähnliche Mineralvergesellschaftungen im Grieserntal bzw. Maderanertal und im südlichen Venedigergebiet, ferner im Aaremassiv und im nördlichen Venedigermassiv. Auch einzelne Mineralien, wie Scheelit und Datolith (Val Giuf), kommen ähnlich im Gebiet des Habachtales vor. Demnach ist nicht anzunehmen, daß der Bildungsvorgang in den beiden Gebieten (West- und Ostalpen) ein prinzipiell anderer war. Zusammenfassend kann gesagt werden, daß eine reine Lateralsekretion zur Erklärung der Bildung der alpinen Kluftmineralien nicht ausreicht, sondern daß im Sinne der Vorstellungen von *E. Weinschenk*[1] eine Zufuhr aus der Tiefe insbesondere der selteneren Elemente, wahrscheinlich auch des Fluors angenommen werden muß. Ferner kann angenommen werden, daß die Kluftminerale einen ziemlich großen Bildungsbereich umfassen und daß die Vorgänge bei ihrer Entstehung abwechselnd aufeinanderfolgten. So dürften zunächst magmatische Restlösungen, weiterhin Mobilisationen im Zuge der Metamorphose, anschließend Vorgänge rein hydrothermaler Natur mitgewirkt haben. *Letzten Endes ist es die komplexe Natur dieser verschiedenen mineralbildenden Vorgänge, welche die eigentümliche, auch chemisch ausgeprägte Zwischenstellung der alpinen Minerale zwischen außeralpinen pegmatitisch-pneumatolytischen und hydrothermalen Bildungen und damit auch ihre Einzigartigkeit bedingen.*

Von meinem eigentlichen Arbeitsgebiet, der Umgebung von Bad Gastein (Salzburg), konnten neue Mineralvorkommen in folgenden Paragenesen gezeigt werden:

Aus dem Steinbruch bei der Haltestelle Böckstein (Klüfte im aplitischen Granitgneis): Bergkristall, Chlorit, Adular, Kalkspat, Fluorit (blaßgrün 111), Desmin, Skolezit, Titanit (bräunliche Kristalle in der Tracht ähnlich Wannenhorn, Schweiz). Apatit (farblose, tafelige flächenreiche Kristalle, ähnlich Fibbia). Selten: Anatas (gebliche Pyramiden). Außerdem: Pyrit, Magnetkies, Titaneisen.

Radhausberg-Unterbaustollen (in Klüften des Augengneises):

Kalkspat (in Form von Papierspat), Fluorit (grüne Oktaeder 111), Desmin (glasklare Kristalle), Apophyllit (würfelähnliche Kristalle), Sekundäre Uransilikate in Form von sehr kleinen gelbgrünen radialstrahligen Gruppen, hauptsächlich Beta-Uranotil). Außerdem Quarz in kurzpyramidalen Kristallen. Chalcedon, Glasopal (mit grüner Uranyl-Fluoreszenz), Gyps. *Selten:* Brauner Titanit.

Steinbruch an der Bergbauhalde Naßfeld (Klüfte im Granitgneis):

[1] Siehe die grundlegende Arbeit von *E. Weinschenk:* Die Minerallagerstätten des Großvenedigers in den Hohen Tauern. Z. f. Kryst. *26* (1896), 337. Vergl. auch die neueren Arbeiten von *H. Leitmeier:* Einige neuere Mineralvorkommen im Gebiete des Habachtales. Mineralog. u. Petr. Mitt. *53* (1942), 271. Derselbe: Über die Entstehung der Kluftmineralien in den Hohen Tauern. Tschermaks min. u. petr. Mitt. Bd. I, Heft 4 (1950), 390.

Desmin, Fluorit (in grünlichen Oktaedern, zum Teil Drillinge bildend). Gold (in Form von gediegenen Blättchen auf und mit den Fluoritkristallen). Quarz in pyramidalen, kurzprismatischen Kristallen.

Romattenwände (Hinteres Weißenbachtal in der Nähe der Woiskenscharte)[1]:

Beryll in pegmatitischen Adern (durchsichtige blaue Säulen). Rauchquarze in teilweise sehr dunklen, auch doppelendigen Kristallen mit Eisenglanz. Fluorit in undeutlichen Kriställchen von Amethystfarbe mit Chlorit und Adular. Kalkspat (in spätigen Massen von rötlicher Färbung). Pyrit (Pentagondodekaeder und Oktaeder).

Generalversammlung

am 30. Januar 1950.

Die Nachricht vom Tode des langjährigen Mitgliedes Ministerialrat Dr. *O. Santo-Passo* wird von der Versammlung mit Bedauern zur Kenntnis genommen. Der Vorsitzende berichtet weiterhin unter anderem darüber, daß die Mitgliederzahl von 88 auf 99 gestiegen ist und beglückwünscht das Gründungsmitglied Hofrat Prof. Dr. *H. Tertsch* im Namen der Gesellschaft zu seinem 70. Geburtstag. — Eine Änderung der Mitgliedsbeiträge wurde nicht vorgenommen. Der Vorstand wurde in seiner alten Zusammensetzung wiedergewählt; Rechnungsprüfer: Prof. Dr. *H. Leitmeier* und Dr. *H. Salzer*. — Die Gesellschaft wurde Mitglied des Notringes der wissenschaftlichen Verbände Österreichs.

Neu aufgenommene Mitglieder: Dr. *P. Beck*, Prof. Dr. *E. Dichtl*, *E. Geiringer*, *W. Genetheim*, stud. phil. *R. Janicek*, *A. Neumann*, Prof. Dr. *H. Novotny*, *K. Provaznik*, stud. phil. *H. Scharbert*, Dr. *E. Veren*, stud. phil. *W. Zwicker*.

Vortrag:

H. Tertsch:
Historische Mineralnamen.

Der Vortragende weist darauf hin, daß sehr viele Mineralnamen, insbesondere soweit es sich um historische Namen handelt als „redende" Mineralnamen zu bezeichnen sind, die in mancherlei Hinsicht über das Mineral selbst Auskunft geben können. Natürlich sind hiebei alle Namen auszuschalten, die nach bedeutenden Forschern, Künstlern oder historischen Persönlichkeiten benannt sind, wie etwa Goethit, Biotit, Alexandrit usw. Diese Art der Namengebung tauchte erst am Ende des 18. Jahrhunderts auf. Aus dem Altertum ist ein einziges Beispiel dieser Art bekannt und das betrifft den „Obsidian", über den *Plinius* berichtet, er sei durch einen Herrn Obsius aus Äthiopien gebracht worden.

Eine stattliche Reihe der im Vortrag kurz behandelten, redenden, historischen Mineralnamen gestattet es, das Herkunftsland oder den Ort des ersten Fundes, wie auch den Weg anzugeben, auf dem die Kenntnis des betreffenden Minerals nach Europa kam. In anderen Fällen werden wieder den Mineralien Namen beigelegt, die sich auf einzelne, auffallende Eigenschaften des Minerals beziehen. Hierin sind die aus dem deutschen mittelalterlichen Bergbau stammenden Bezeichnungen, die vielfach auch in andere Sprachen Eingang fanden, sehr aufschlußreich. Der Vortragende gab

[1] Dieser Fundort wurde von dem einheimischen Mineraliensammler *G. Steiner* bereits vor dem Jahre 1946 ausfindig gemacht.

nun einzelne, kennzeichnende Beispiele für die verschiedenen Formen historischer Namengebung [1].

Als Beispiele, aus denen sich Herkunftsland bzw. Wanderungsweg ableiten lassen, gelten die meisten Edelsteinnamen, die fast alle aus dem indischen Kulturbereich stammen. So kommt der Name *Saphir* vom Sanskritwort „saniprija" (Geliebter des Planeten Saturn"), wandelt sich im Chaldäischen zu „sampir" und im Hebräischen zu „Sappir", das die Griechen übernahmen (arabisch „safir"). Die oft behauptete Ableitung des Namens von einer „Insel Saphirine" im Roten Meer erwies sich als völlig unhaltbar. Der Name *Smaragd* geht auf das sanskritische „marakata" und altpersische „zumurrud" (der Glänzende) zurück, im Griechischen ursprünglich „smamaragdos" benannt. Bemerkenswerterweise ging die uns heute so selbstverständliche Betonung der *grünen* Farbe erst von den Griechen aus. Auch der Name *Topas* kommt von dem sanskritischen „tapas" = Feuer = leuchtend gelber Stein. Auch hier hat der Name mit einer sagenhaften Insel Topazos im Roten Meer nichts zu tun. Der *Markasit* geht seinem Namen nach auf das arabische „markaschitsa" = „Feuerstein" zurück und bezog sich ursprünglich auf den „Pyrit".

Zahlreiche Herkunftsorte sind in den historischen Namen festgelegt, allen voran der *Magnetit* nach seinem ältesten Fundort bei der Stadt „Magnesia" in Kleinasien. *Chalzedon* leitet seinen Namen von der Stadt „Chalkedon" am Marmarameer, gegenüber Konstantinapel, her, *Achat* von dem Fluß „Achates" (heute Drillo?) in Sizilien usw. Vergleiche auch Namen wie: Vesuvian, Aragonit, Andalusit u. a.

Die meisten antiken Namen stammen aus dem *Griechischen* und es ist sonderbar, daß diese sich fast ausschließlich auf die *Farbe* der Minerale beziehen, andere Eigenschaften wurden kaum beachtet. Das Wort *Krystallos* bedeutet „Eis" und wurde bis in das 18. Jahrhundert ausschließlich für den Bergkristall verwendet. Erst *Cappeller* gebrauchte das Wort „Kristall" in dem uns heute geläufigen allgemeineren Sinn (1723). *Chrysolith* = „Goldstein" (Edelolivin), *Chrysopras* = „Goldlauch", ein apfelgrüner Chalzedon; *Chrysokolla* = „Goldleim" wurde im Altertum vielfach der Malachit genannt, da sein Cu-Gehalt zum Goldlöten verwendet wurde. *Pyrit* = „Feuerstein" betont das Funkenschlagen. *Kallait* (Türkis) = „blau und grün schillernd". *Hämatit* = „blutiger Stein" nach der Farbe des Pulvers. *Diamant* (mittelgriechisch, im Altgriechischen *Adamas*) = „unbezwinglich", weil nur im eigenen Pulver schleifbar. *Amethyst* wird oft von „amethystos" = „unberauscht" (Amulettstein gegen Trunkenheit) abgeleitet, aber schon *Plinius* gibt die Ableitung von „amethysos" = „weinfarbig", bezogen auf die purpurfarbigen griechischen Weine. Der schwarz-weiß gebänderte Achat *Onyx* hat bezeichnenderweise seinen Namen vom „Fingernagel". Die Zahl solcher Beispiele läßt sich noch sehr erweitern.

Ziemlich wenige Namen stammen aus dem *Lateinischen*. Dazu gehören *Rubin* (rot) und *Carbunculus* (später *Karfunkel*), die Übersetzung des griechischen Namens *Anthrax* (= glühende Kohle). „Karfunkel". wird unterschiedslos für alle schön dunkelroten Minerale verwendet, ob es sich um *Rubin* oder *Granat* (Pyrop und Almandin), *Edelspinell* oder roten *Zirkon* (Hyazinth) handelt. Hiebei zeigt sich eine besondere Schwierigkeit in der Bewertung alter Mineralnamen, denn im Altertum wurden oft die verschiedensten Minerale *nur* wegen der Farbe mit dem gleichen Namen belegt, dagegen das gleiche Mineral in verschiedenen, besonders verschiedenfärbigen Abarten mit ganz verschiedenen Namen (wie z. B. die einzelnen Marmorarten). Dadurch wird die Identifizierung der Einzelminerale nach verschiedenen Schriftstellen (Zitaten) ungewöhnlich erschwert.

---

[1] Einzelheiten siehe bei *W. Koch*, Zeitschrift f. angewandte Mineralogie 2 (1940), 174 ff. und *H. Tertsch:* „Geheimnis d. Kristallwelt", Gerlach u. Wiedling, Wien, 1947, 98 ff.

Besonders aufschlußreich sind die aus dem *deutschen Bergbau* des Mittelalters stammenden Namen. Als nach dem Niederbruch des Römischen Reiches der Bergbau ganz in die Hände der deutschen Stämme kam, entwickelte sich ganz abseits von dem Getriebe der scholastischen Wissenschaft im deutschen Bergbau allmählich eine ungewöhnlich reiche und sorgsam gepflegte Mineralkenntnis, die zu Beginn der Neuzeit von *Georg Bauer = Agricola* der staunenden Umwelt mitgeteilt wurde. Die deutschen Namen sind vielfach dadurch auffällig, daß sie gleichzeitig mehrere Eigenschaften des Minerales hervorheben. Musterhaft ist z. B. in dieser Hinsicht die Benennung des „Antimonites" als *Grauspießglanz*, die treffendste und kürzeste Kennzeichnung, die möglich war.

Die deutschen Bergleute waren die ersten, die der beobachteten Spaltbarkeit besondere Aufmerksamkeit zollten und darum die meisten, der nach mindestens zwei Richtungen gut spaltenden nichtmetallischen Minerale als *Spate* (spaltbar) bezeichneten. Die Hinzufügung eines zweiten Wortteiles gibt dann eine wunderbare Kennzeichnung („Kalkspat", woraus man Kalk gewinnt, „Bitterspat [Dolomit], der Bittererde [Magnesia] enthält, „Schwerspat" [Baryt], der durch seine besondere Schwere auffällt, „Flußspat", der als Flußmittel dient, „Feldspat" = harter Spat, von allen als Spate bezeichneten Mineralien das härteste usw.). Auch der Name *Quarz*, der ebenso wie „Feldspat" in alle Kultursprachen überging, ist ein deutscher Name, und zwar die Koseform für „Zwerg", im Mittelhochdeutschen „querch", aus der sich die Form „querz" ebenso herleitet, wie Heinz aus Heinrich. Im Norwegischen heißt das Mineral heute noch „dvergstein" = Zwergstein und geht auf den seinerzeit in ganz Europa verbreiteten Glauben zurück, es handle sich dabei um versteinerte zwerghafte Berggeister.

Kiese sind hellfarbige, geschwefelte Erze, *Glanze* dunkelfarbige, die durch ihren Glanz auffallen. Die als *Glasköpfe* verschiedener Farbe bezeichneten Minerale (rot = Hämatit, braun = Limonit, grün = Malachit, schwarz = Psilomelan) hießen ursprünglich *„Glatzköpfe"* und es gibt kaum eine bessere Formbezeichnung für diese radialstrahligen und konzentrisch-schaligen Gebilde.

Historisch besonders lehrreich und zum Teil heiter sind jene deutschen Mineralnamen, die eigentlich als *Schimpfnamen* gebraucht wurden. So hieß der „Nickelin" von altersher *„Kupfernickel"*, — so ein boshafter „Nickel", in dem man wegen der Farbe Kupfer vermutet hatte, ohne daß es möglich gewesen wäre, durch Verhüttung dieses herauszubringen, bis 1751 *Cronstedt* darin das neue Metall Nickel fand. Ähnliche Schimpfworte sind die Namen der *Kobalt- (Kobold-)* Erze und der *„Wolfram"*-Erze.

Besonders schlecht zu sprechen war man auf einige Minerale, die zum Teil wegen ihrer Schwere Metalle vermuten ließen, aber sich doch nicht verhütten ließen. Diese wurden als *Blenden* („Blendwerk des Teufels", Blender, Betrüger) erbost auf die Halden geworfen. So auch die *Zinkblende*, aus der man erst 1738 das Zink gewinnen lernte. Auch deren internationaler Name „Sphalerit" ist nur eine Übersetzung von „Betrüger". Am auffallendsten ist vielleicht in dieser Hinsicht die Geschichte der *Pechblende*. Bis zur Wende vom 18. zum 19. Jahrhundert war dieses Mineral verächtlich zur Seite geworfen worden, da entdeckte *Klaproth* 1789 das Uran und *M. Curie (Sklodowska)* (1898) endlich das Radium in diesem unscheinbaren Mineral, das durch seine Radioaktivität und alle sich daran schließenden Erscheinungen und Folgerungen heute weitaus die größte Bedeutung erlangte.

Der Vortragende schloß mit dem Wunsche, man möge der Bedeutung der einzelnen Mineralnamen wieder etwas mehr Beachtung schenken, woraus sich manche interessante Anregungen zu weiterem Nachforschen ergeben.

Diskussion: *Haberlandt, Machatschki, Köhler.*

Monatsversammlung

am 13. März 1950.

Vortrag:

K. Kontrus:
Neue Mineralfunde aus den Alpen: Ankogel.

In systematischer Weiterführung der mineralogischen Durchsuchung der Ankogelgruppe in den Hohen Tauern durch den Vortragenden berichtete dieser über die Erschließung zweier Mineralklüfte im oberen Lassacher Kees im August 1949. Die genaue Lokalität der von der Tochter Edith und dem Sohn Karl des Vortragenden aufgefundenen Klüfte lag in der Randkluft des Lassacher Keeses gegen den Plattenkogel in 2800 m Seehöhe. Die Klüfte waren gerade noch vom Gletschereis freigegeben. Am oberen Kulminationspunkt des Lassacher Keesbogens streicht ein Aplitgang Ost—West, nach Norden einfallend, und ist von weitem schon gegen den dunkelbraunen Zentralgneis (starke Pyritführung) durch seine helle Farbe unterscheidbar. In diesem Aplitgang lagen nun zwei schöne unversehrte Querklüfte mit zirka 1 m Länge, 15 cm Breite und zirka $^1/_2$ m Tiefe. Die östlich liegende Querkluft führte am Hangenden derben Quarz, mit einem einzigen, gut ausgebildeten Bergkristall. Die oberen senkrechten Kluftwände waren mit kleinen Adularkristallen bedeckt und zwischen ihnen saßen größere dunkelgrüne Chloritknollen, welche die drei Titanoxyde, Rutil, Anatas und Brookit führten. Das Verhältnis zwischen Rutil und Anatas war ungefähr 1 : 1, während Brookit nur in verhältnismäßig geringer Menge vorkam. Die Rutilkristalle als älteste Bildung waren umgeben von kleinen, goldgelben, schön glänzenden Anatasen, und stellenweise innig verwachsen mit Brookittäfelchen. Es liegt die Vermutung nahe, daß es sich hier um Reste von verwittertem Titaneisen handelt, wie es der Vortragende schon an dieser Stelle am 24. Jänner 1949 von der Grauleitenspitze vorweisen konnte. Sphen wurde in dieser Kluft nicht gefunden. Der untere Teil der Kluft war nun mit zahlreichen schön blaßviolett gefärbten Calcitskalenoedern der einfachen Form $(21\bar{3}1)$ bedeckt. Die Kristalle waren beiderseitig ausgebildet, von gutem Glanz und bis 10 cm lang. Eine spektroskopische Untersuchung durch Herrn Prof. Dr. *Haberlandt* ergab einen verhältnismäßig hohen Gehalt an Neodym. Im Ultraviolettlicht zeigen diese Calcite nicht das mattrote Leuchten der normal am Ankogel gefundenen manganhältigen Calcite, sondern mehr ein gelbliches Orangerot. Das Liegende der Kluft war erfüllt mit einem innigen Konglomerat von gut ausgebildeten Calcitskalenoedern mit viel Chlorit und den drei Titanoxyden Anatas, Rutil, Brookit.

Im selben Aplit zirka 25 m westlich der oben beschriebenen Kluft wurde eine zweite ebenso große angetroffen, welche wieder im Hangenden derben Quarz mit wenig Kristallen führte. Die Seitenwände waren bedeckt mit kleinen, flachen Bergkristallen, schönen Sphenen von zirka 1 cm Länge, und zwar auffallenderweise ausschließlich in einfachen Kristallen. Es wurde kein einziger Zwilling beobachtet. Die Farbe der Sphene war ein helles Gelbgrün. Der untere Teil der Kluft, der starke Wölbungen der Wände und eine Zerklüftung der Schichten des Aplitganges zeigte, war bedeckt mit ganz kleinem Adular. Auch hier waren im unteren Teil der Kluft große Calcite anzutreffen, welche jedoch bei der spektroskopischen Kontrolle keinen Neodymgehalt zeigten. Zwischen den Calciten war reichlich heller Muskovit in kleinen Kristallen mit einzelnen guten Sphenen vorhanden. Im Liegenden der Kluft befanden sich wieder Calcitkristalle mit den Formen $(21\bar{3}1)$, bei denen als Besonderheit die sonst in alpinen Klüften so selten anzutreffende Basisfläche schön ausgebildet war. Alle Skalenoeder zeigten an beiden Enden diese schön glänzende

Basisfläche (0001), während alle anderen Flächen mattgeätzt waren. Im Ultraviolettlicht zeigten diese Calcite nur das mattrote Manganleuchten.

Alle in beiden Klüften gewonnenen Mineralstufen wurden vorgewiesen.

In Ergänzung der Vorweisung zeigte der Vortragende eine Anatasstufe vom Wasenlekogel, welcher im Auernig-Maresenzug liegt. Die Stufe trägt schöne, honigbraune Anataskristalle, in Chlorit eingebettet, bei denen neben den häufigen Flächen P (111), c (001) auch die selteneren Pyramidenflächen v (117) gut ausgebildet waren. Die Stufe wurde von Herrn Dr. *Karl Fischlhammer* freundlichst zur Verfügung gestellt. Auf dieser Stufe konnte man deutlich erkennen, daß die Anatase aus Titaneisen über Rutil (Sagenit) entstanden waren, da deutliche Reste des Titaneisens bzw. Sagenits wahrzunehmen waren.

Vom Auernig-Gipfel (1900 m) desselben Gebirgskammes zeigte der Vortragende neu gefundene grüne Bergkristalle mit schönen Phantombildungen, wovon der größte eine Länge von 45 cm aufwies und doppelendig ausgebildet war.

Aus den neuesten Funden des nunmehr wieder ergiebigen Höllgrabens bei Werfen wurden drei schöne Wagneritkristalle vorgewiesen, ein kleinerer Kristall 2·5 × 1 × 1 cm groß, war vollkommen wasserklar, honiggelb, schön glänzend mit gut ausgebildeten Endflächen. Die beiden anderen Kristalle zeigten ebenfalls einen guten Erhaltungszustand und waren 15 × 2 × 3 cm groß, für Wagnerit eine erstaunliche Dimension und ebenfalls mit schönen Endflächen versehen.

Diskussion: *Leitmeier, Michel, Haberlandt.*

Vortrag:

E. Zirkl:

Neue Mineralfunde aus den Alpen: Stubachtal[1].

Während eines zweiwöchigen Aufenthaltes im Stubachtal, im besonderen im Gebiete der Totenköpfe, mit dem Ziel das Anstehende der lange bekannten, prachtvollen Mineralien aus dem Olivinvorkommen zu finden und zu erforschen, konnte zwar dieses Ziel nicht erreicht, dagegen aber aus den Blöcken auf dem Toteis des Unteren Rifflkeeses eine neue Mineralparagenese aufgefunden werden:

In Klüften eines Granatfelses befinden sich Hessonitkristalle in Rhombendodekaedern, dunkelgrüne Hornblenden, hellgraugrüne, langnadelige Diopsidkristalle, fast schwarze Chloritplättchen in schöner Ausbildung, daneben wenig Magnetit, Kupferkies und Pyrit. Weiters fleischrote tafelige Titanite und schließlich, als Besonderheit, winzige, farblose oder blaßrosa gefärbte Zirkonkriställchen mit den Flächen (100) und (111). Kalkspat bildet häufig die restliche Kluftfüllung. Diese Paragenese erinnert an jene von der Burgumeralpe im Pfitschtal. In unserer fehlt nur noch der Vesuvian. Über die Genesis dieser Mineralgesellschaft kann, so lange das Anstehende nicht bekannt ist und nur wenig Material vorliegt, noch keine endgültige Aussage gemacht werden.

Als weiterer Neufund können wohl auch Arsenkiesvierlinge gelten, die aus einem quarzreichen Chloritschiefer stammen. Sie gleichen denen von *A. Lacroix*[2] aus Barbin bei Nantes beschriebenen. Zwillingsebene ist (101).

Diskussion: *Leitmeier, Michel, Haberlandt.*

---

[1] Eine vorläufige Mitteilung ist erschienen in „Der Karinthin", Folge 7, p. 138: *E. Zirkl,* Neues von den Totenköpfen im Stubachtal.

[2] *A. Lacroix,* Mineralogie de la France, Bd. 2, p. 665, Fig. 1, 1897.

Vortrag:

Ch. Exner:
Zur Geologie und Petrographie des Radhausberg-Unterbaustollens bei Badgastein.

600 m unter den alten Goldgruben des Radhausberges wurde in den Jahren 1940 bis 1944 der 2425 m lange Radhausberg-Unterbaustollen getrieben. Gold wurde nicht in nennenswerten Mengen gefunden. Heute ruht der Bergbau. Der Stollen findet derzeit für radioaktive Schwitzkuren medizinische Verwendung und trägt im Kurbetrieb und bei der Bevölkerung den Namen: „Thermalstollen". An Hand von Lichtbildern bespricht der Vortragende die Geologie der Umgebung von Badgastein, das Stollenprofil und die Petrographie der im Stollen aufgeschlossenen Gesteinsserien. Spezielle Fragen der Herkunft der abnormal hohen Gesteinstemperaturen (44° C im Bereiche der Hitzeklüfte) und des hohen Radiumemanationsgehaltes der Stollenluft im Bereiche der Hitzeklüfte sowie des spurenförmigen Auftretens sekundärer Uranminerale als Kluftbelag auf den Hitzeklüften werden erläutert.

Geologisch sind drei tektonische Einheiten der Hohen Tauern im Stollen querschlägig aufgeschlossen: 1. Die tiefste Einheit ist der porphyrische granitische Gneis des Hölltor-Rotgüldenkernes (= „Ankogeldecke"), welcher in unserem Gebiete einen flach nach Westen einfallenden Gneisdom bildet, der mehrere Kilometer mächtig ist. 2. Konkordant über dem Gneisdom lagert eine ebenflächig parallel geschieferte Glimmerschieferzone, welche den Namen Woiskenmulde trägt. Sie fällt ebenfalls flach gegen Westen ein und ist im Stollen 150 m mächtig. Diese Glimmerschieferzone enthält folgende Gesteine: Graphitphyllit, Graphitquarzit, Granatglimmerschiefer, Granatquarzit, Glimmerschiefer mit Biotit- und Chloritporphyroblasten, Biotitschiefer, Hornblendebiotitschiefer, Chloritschiefer, Muskowitschiefer, Albitporphyroblastenschiefer, Albitgneis, Streifengneis, Albitgneis mit Schachbrettalbitaugen, Schachbrettalbitaugengneis, pegmatoide Linsen und konkordante Aplite. Die Graphitphyllite führen reichlich Graphit, der auch chemisch nachgewiesen wurde. 3. Konkordant über dieser Glimmerschieferzone lagert eine Gneisdecke, welche den Namen Romatedecke hat. Sie fällt in unserem Gebiete ebenfalls flach nach Westen ein. Ihre maximale Mächtigkeit beträgt 400 m. Ihre Auflagerung auf der Woiskenmulde ist quer über den Tauernhauptkamm zwischen Badgastein und Mallnitz auf 15 km Länge sehr gut aufgeschlossen und ihre deckenförmige Lagerung ist durch tektonische Fenster und Halbfenster eindeutig sichtbar. Das Gestein der Romatedecke ist granosyenitischer Gneis.

Petrographisch ist makro- und mikroskopisch die Feldspatisation der Glimmerschiefer der Woiskenmulde vortrefflich zu beobachten. Aus den Glimmerschiefern entstehen mittels Feldspatsprossung Albitporphyroblastenschiefer mit einschlußreichen xenomorphen, nicht oder höchstens einfach verzwillingten Albiten (Typ: Plag. I), deren porphyroblastische Genese eindeutig ist. In den Aufschlüssen des Stollens ist prachtvoll zu sehen, daß die genannten Albitporphyroblastenschiefer mit Zunahme der Feldspatisation in granitische Augengneise übergehen (Albitgneise und Schachbrettalbitaugengneise der Woiskenmulde). Die Feldspate dieser granitischen Gneise der Woiskenmulde sind stets Albite. Und zwar finden sich sehr deutliche Übergangsformen vom Typ Plag. I zum automorphen, polysynthetisch verzwillingten einschlußarmen bis einschlußfreien Albit (Typ Plag. III). Diese Übergangsformen (Typ Plag. II) erweisen eindeutig, daß auch Plag. III metasomatisch in festem Gestein im Zuge alkalireicher Lösungsumsätze während der Gesteinsmetamorphose kristallisierte. Ferner verschwinden im Zuge der metasomatischen Transformation (Glimmerschiefer → Albitgneis) die in den Glimmerschiefern häufig anzutreffenden inverszonaren Albite. In Albitporphyroblasten der Glimmerschiefer eingeschlossener

Biotit verwandelt sich in Chlorit unter Ausscheidung von Titanit und Erz. In den Albitgneisen zeigen auch die Biotite des Grundgewebes außerhalb der Albitporphyroblasten diese Erscheinung, deren genetischer Zusammenhang mit der Alkalimetasomatose ersichtlich ist. Die Alkalimetasomatose vollzieht sich unter den mineralfaziellen Bedingungen der Grünschieferfazies.

Im Gegensatz zur Albitisation der Gesteine der Woiskenmulde herrscht im granitischen Gneis des Hölltor-Rotgüldenkernes und im granosyenitischen Gneis der Romatedecke Kalifeldspatisation. Albit tritt hinter Kalifeldspat mengenmäßig zurück und wird von Kalifeldspat metasomatisch aufgezehrt (Kalifeldspatisation des Albites). Nur ein geringmächtiger Grenzstreifen zwischen Woiskenmulde und Hölltor-Rotgüldenkern führt Zweifeldspatgneise. In der gesamten Woiskenmulde des Stollenprofiles fehlt sonst der Kalifeldspat. Diese Tatsache zeigt, daß der metasomatische Lösungsumsatz in den Gesteinen der Woiskenmulde (Albitisation) stofflich vom metasomatischen Lösungsumsatz im Hölltor-Rotgüldenkern und in der Romatedecke (Kalifeldspatisation) bei der Metamorphose verschieden war.

Theoretische Erklärung dafür: *Einfluß des Wirtgesteines auf die Zufuhr!* Das heißt, das ältere (bereits prämetasomatisch vorhanden gewesene) Gestein beeinflußt stofflich den metasomatischen Lösungsumsatz. Letzterer setzt sich theoretisch erstens aus dem stagnierenden (sekretionär aus dem Wirtgestein ausgeschwitzten) Lösungsumsatz und zweitens aus dem mobilen (aus den granitischen Grundgebirgsregionen aufsteigenden, zugeführten) Lösungsumsatz zusammen. Das Wechselspiel der stagnierenden und mobilen Komponenten des Lösungsumsatzes während der Gesteinsmetamorphose ist die Ursache der vom Vortragenden beobachteten regelmäßigen Beziehungen zwischen Feldspatausbildung und Gesteinszonen im Radhausberg-Unterbaustollen. Petrogenetisch besonders interessant ist ferner die Entwicklung von Kalifeldspat-Riesenaugengneisen in der Dachregion des Hölltor-Rotgüldenkernes und das Auftreten des Schachbrettalbites (Albitisation des Kalifeldspates) in der Woiskenmulde. Schachbrettalbit fehlt im allgemeinen dem Hölltor-Rotgüldenkern und der Romatedecke. Die Riesenaugengneise zeigen, daß die Kalifeldspatisationsfront während der Metamorphose bis ins Dach des Gneisdomes vordrang. Die Schachbrettalbitgneise in der Woiskenmulde zeigen, daß diese Kalifeldspatbildung auch noch in die Woiskenmulde eindrang. Erst nachträglich siegte in der Woiskenmulde der stagnierende Anteil des Lösungsumsatzes und es fand der Umschwung des Alkaliverhältnisses statt, indem der Kalifeldspat sekundär zu Schachbrettalbit umgewandelt wurde. Ähnliche Überlegungen stellten z. B. *Korjinsky, Turner, Scheumann* und *Schwinner* an.

Grobgemengte Gesteine (Migmatitbilder) und Feldspatisation von Glimmerschiefern in Richtung zu granitischen Augengneisen sind in den Hochgebirgsaufschlüssen der Hochalm-Ankogelgruppe (Hohe Tauern) altbekannt, waren jedoch bisher nicht so detailliert bezüglich Mineralbestand und Feldspatausbildung innerhalb eines geologisch tektonisch eindeutig begrenzten Raumes studiert worden. Diese Lücke der bisherigen Forschung füllte der Vortragende durch die petrographische Detailuntersuchung der Aufschlüsse des Radhausberg-Unterbaustollens aus. Die Ergebnisse dieser Untersuchungen sowie das Studium der Werke von *Wegmann, Drescher-Kaden* u. a. führten den Vortragenden zu einer petrogenetischen Interpretation, welche als *syntektonische metasomatische Granitisation (Alkalimetasomatose)* bezeichnet werden kann. Zur genetischen Erklärung ähnlicher Glimmerschiefer → Augengneisübergänge gab es in den Hohen Tauern wesentlich zwei Meinungen, die beide auf der magmatischen Injektions- und Intrusionstheorie fundiert waren. Erstens die prätektonische Injektionshypothese (*Becke, Stark, Kober* u. a.) und zweitens die syntektonische Injektionshypothese (*Weinschenk, Angel, Kölbl* u. a.) Beiden gemeinsam ist die Auffassung, daß in den Augengneisen die Feldspate (Kristallaugen) Kristallisate aus

magmatischem Schmelzfluß sind. Erstere reihen den Schmelzfluß zeitlich vor die alpidische Tektonik, letztere reihen den Schmelzfluß zeitlich interferierend mit der alpidischen Tektonik ein. Die Untersuchungen des Vortragenden ergaben, daß der Augengneis-Feldspat Typ Plag. III ebenso metasomatisch in festem Gestein gewachsen ist wie Typ Plag. I und somit nicht aus magmatischem Schmelzfluß kristallisierte, sondern das Ergebnis alpidischer Alkalimetasomatose (Granitisation) darstellt). Eine ausführliche Beschreibung der Beobachtungen findet sich in Berg- u. Hüttenmännische Monatshefte 95 (1950) und in Tschermaks min. u. petr. Mitt. 2 (1951).

Diskussion: *Michel, Kober, Leitmeier.*

Monatsversammlung

am 11. Dezember 1950.

Vortrag:

Ch. Exner:

Erscheinungen der Granitisation in den Hohen Tauern, besonders im Raume Badgastein.

(Mit Lichtbildern.)

Es werden Lichtbilder und Handstück-Serien von Grobmengungen (Migmatitbilder) gezeigt. Kalkmarmore, Quarzite, Phyllite, Glimmerschiefer, Grünschiefer, Albitepidotamphibolite ergeben gemengt mit aplitischen und pegmatoiden Stoffen als Resultat: granitische, tonalitische und granosyenitische Gneise (*F. Angel,* 1937). Diese Grobmengungen der Hohen Tauern vollziehen sich unter den mineralfaziellen pt-Bedingungen der Epidotamphibolitfazies bis Grünschieferfazies. Anschließend wird der (1.) petrographische und (2.) geologisch-stratigraphische Fragenkreis der migmatitischen Gesteinsbilder besprochen.

1. Petrographisch ist der lehrbuchmäßige Trennungsstrich zwischen magmatischen und metamorphen Erscheinungen in den Hohen Tauern im Laufe der letzten Jahrzehnte mit Zunahme der Tatsachenkenntnis der Migmatiterscheinungen zu einem eigenen Forschungsobjekt geworden, dessen petrogenetische Klärung noch viel Arbeit erfordern wird.

An dem folgenden Beispiel wird demonstriert, daß „magmatische" Strukturen bei näherer Untersuchung derart reichlich metasomatisch-metamorphe Züge aufweisen, daß sich Zweifel einstellen, ob hier noch im alten Sinne von „magmatischen" Strukturen die Rede sein kann. So wurde der granosyenitische Gneis bei Badgastein von *F. Angel—R. Stober* 1937 als Granitisationsprodukt aus Amphibolit mit Zufuhr aplitisch-pegmatoider Stoffe erkannt und als Kristallisat aus halbpalingenem Magma gedeutet. Die Untersuchungen des Vortragenden ergaben die genetische Reihe: Albitepidotamphibolit → granodioritischer Gneis → granosyenitischer Gneis → Aplit. Zur Beobachtung gelangten metasomatische Reaktionsgefüge, die zeigen, daß aus dem Mineralbestand des vorhergehenden Gesteins sich jeweils mit Zunahme der Alkalizufuhr (aplitisch-pegmatoide Substanzen) das entsprechend folgende Gestein der Reihe entwickelt. Der Vortragende nennt 9 metasomatische Reaktionsgefüge, die in einer gesetzmäßigen Beziehung zum Entwicklungsprozeß stehen (siehe die Originalarbeit im Jahrb. Geol. Bu. A. *94,* 1951). Die genetische Interpretation des Vortragenden lautet: Während der Umformung (Transformation) von Amphibolit zu granosyenitischem Gneis wurde *kein* Zustand vollkommener Aufschmelzung, also *kein rein liquidmagmatischer Zustand* durchlaufen. Selbst diskordante Aplite und Pegmatoide dürfen nicht a priori als Erstarrungsgesteine aus magmatischem Schmelzfluß aufgefaßt werden. Im Gasteiner Raum beobachtete der Vortragende diskordante metasomatische Aplite und Pegmatoide, in denen noch die Reliktstrukturen des metasomatisch verdrängten

Muttergesteines zu erkennen sind. (Eine analoge metasomatische Gangbildung, die allgemein anerkannt ist und deren metasomatischen Charakter niemand anzweifelt, sind die chloritischen Quernähte in kristallinen Schiefern der Tauern, mit lateral von der Naht ins Nebengestein metasomatisch vordringender Chloritisierung. Analog sieht man an metasomatischen Apliten und Pegmatoiden, daß von einer Spalte aus die Alkalien lateral ins Nebengestein metasomatisch eindrangen. Es füllte kein magmatischer Glutfluß einen mächtigen Hohlraum aus, sondern der Gang wuchs metasomatisch allmählich auf Kosten des Muttergesteins in die Breite.)

Bezüglich der Gesteinsmetamorphose in den Hohen Tauern zeigt sich, daß metasomatische Lösungsumsätze während der alpidischen Orogenese zu Kristallisation von Mikroklin (Mikroklinporphyroblasten mit helizitischen Einschlußzügen) und von automorphen, polysynthetisch verzwillingten Albiten führten. Die eingehende Beschreibung der diesbezüglichen Beobachtungsergebnisse findet sich in Tschermaks min. u. petr. Mitt. 2 (1951).

2. Geologisch-stratigraphisch ist schon seit 50 Jahren *(P. Termier)* klar, daß mindestens zwei Orogenesen für die Prägung der Gesteine der Hohen Tauern maßgebend sind: Eine voralpidische Orogenese und die alpidische Orogenese. Beide voneinander abzugrenzen, ist eine sehr wichtige Aufgabe.

Im zentralen Kerngebiet der östlichen Hohen Tauern befindet sich im Melnikkar und Umgebung (zwischen Lieser- und Maltatal) ein Granitisationshof, in den mesozoische Schieferhülle mit Quarziten, Kalkmarmoren und typischen Bündnerschiefern (Kalkglimmerschiefern) einbezogen ist. Die mesozoischen Sedimentite sind mit aplitisch-pegmatoiden Stoffen durchtränkt. Es finden sich typische Migmatitbilder, deren Komponenten mesozoische Sedimente und aplitisch-pegmatoide Stoffe sind (*Exner,* 1947, 1949). Diese Region liefert den Beweis dafür, daß in gewissen zentralen Kernregionen der Hohen Tauern die alpidische Gesteinsmetamorphose von metasomatischen, aplitisch-pegmatoiden Stoffumsätzen begleitet war, welche eine Alkalimetasomatose (metasomatische Granitisation) der mesozoischen Sedimentgesteine bewirkten. In diesen Regionen fand also eine alpidische Rejuvenation des voralpidischen Grundgebirges und eine Granitisation des mesozoischen Sedimentmantels statt. Ein alpidischer Granitisationshof findet sich um den Habachgranit, im Venedigergebiet *(L. Kölbl, H. Leitmeier, H. P. Cornelius, G. Frasl)* und wohl auch im Gebiete um die Berliner Hütte in den Zillertaler Alpen *(B. Sander).* Bei Bad Gastein findet sich gefeldspateter, wahrscheinlich mesozoischer Kalkmarmor und Quarzit im Siglitz-Unterbaustollen; eine verbreitete Turmalinisierung mesozoischer Sedimentite in Gneisnähe, z. B. im Gebiete des Silberpfennigs ist bemerkenswert. Die Zunahme der Gesteinsmetamorphose und Gesteinsmetasomatose von den peripheren Gebieten zu den zentralen Gneisgranitregionen der Hohen Tauern ist ja überhaupt eine sehr allgemeine Erscheinung.

Zum Schlusse wird an Hand von zwei Beispielen darauf hingewiesen, daß die Erscheinungen der alpidischen Metasomatose und Granitisation, so wie sie vom Vortragenden hier kurz skizziert wurden, von namhaften Forschern mit jahrzehntelangen Erfahrungen auf diesem Gebiete, anders geologisch gedeutet werden. Solange wir nicht in den Hohen Tauern einen Aplit gefunden haben, der unmittelbar durch ein mesozoisches Fossil hindurchsetzt, oder einen typischen Zentralgranitgneis entdecken, in dem noch die Relikte der mesozoischen Fossilien schwimmen, handelt es sich ja immer nur um *Übergänge* zwischen Muttergestein und granitischem Gneis usw., auf welche sich die Beweisführung der Alkalimetasomatose und Granitisation stützt.

Als erstes Beispiel wird eine typisch neptunistische Auffassung der geologischen Verhältnisse der Hohen Tauern im Raume Badgastein, in Gestalt des geologischen Profiles des k. k. Werks-Verwalters in Böckstein *Rusegger* aus dem Jahre 1835 vorgezeigt: Granit und Gneis sind die ältesten Gesteine und liegen dementsprechend als

„Formation I" zutiefst. Die Formation II" besteht aus „Gneiss und Glimmerschiefer, *in Wechsellagerung stehend*". Sie ist unbequem und fällt daher mit folgenden Worten des genannten Autors unter den Tisch: „Diese Formation ist so lokal, daß ich sehr an ihrer Individualität zweifle und *sehr geneigt bin*, sie der Formation III beizuzählen, *daher ich sie auch im Durchschnitte ganz wegließ*". „Formation III" beinhaltet die Tauernschieferhülle und „Formation IV" die Klammkalke. (Neues Jahrbuch f. Mineralogie etc., Stuttgart, 1835, Seite 508. In Schrägschrift wiedergegebene Stellen sind im Original nicht Kursiv gedruckt.)

Als zweites Beispiel wird eine typisch magmatistische Auffassung der geologischen Verhältnisse der Hohen Tauern im Raume Badgastein in Beschreibung und Profilen von Prof. Dr. *R. Schwinner* (Graz) in *F. X. Schaffer*, Geologie von Österreich, 2. Aufl., Seite 223, aus dem Jahre 1950 vorgewiesen: „Charakter und Einzelheiten des Baues können nur dadurch zustandegekommen sein, daß der Granit noch als Schmelze dem werdenden Faltenbau einverleibt worden ist *(syntektonische Intrusion)*. Man kann sich das etwa so vorstellen. Die erste Förderung aus der Gasteiner Spalte war gasreich, leichtflüssig, kam hoch in den Schiefern. Die zweite Förderung, der *Hochalm-Granit* (-Tonalit u. a.), drang in den Kern einer mächtigen, gegen Süden vorgetriebenen Antiklinale. Diese Schmelze war schon viskoser und staute sich zu einem Kuchen, der in der Mitte an die 1000 m dick wurde. Die dritte Förderung, der *Ankogel-Granit*, drang wieder ein Stockwerk tiefer ein, unter die vorerwähnte Schieferserie. . ."

Es läßt sich nicht abstreiten, daß beide Auffassungen ebenfalls eine gewisse Berechtigung haben, solange nicht eine wirklich umfassende geologische Kartierung und petrographische Bearbeitung der Übergangszonen und Grenzzonen der Tauerngneise geschaffen ist. Wer sich heute selbst ein Urteil bilden will, der sei darauf verwiesen, daß Verwitterung und Vegetation die natürlichen, starre Systematik und Nur-Schubladenpetrographie die künstlichen Hindernisse petrogenetischer Forschung sind. Auch bequeme Autostraßen, die in den Hohen Tauern derzeit den tektonischen Depressionsgebieten, fernab der alpidischen Granitisationszentren, folgen, vermitteln ein einseitiges Bild der Grenzregionen tektonisch hochgelegener Gneiskerne und Gneisdecken. Nur mehrtägige Exkursionen zu Fuß führen in das Kerngebiet der Gneisgranitmassen, wo die vom Eis blankgescheuerten Felsflächen petrogenetischen Einblick geben und dort läßt sich eigene Erfahrung zu dem hier behandelten Granitisationsthema der Hohen Tauern ersteigen.

Diskussion: *Haberlandt, Leitmeier, Köhler, Michel, Kieslinger, Machatschki, Beck-Mannagetta* und der Vortragende.

Generalversammlung

am 29. Januar 1951.

Die Gesellschaft bedauert den Tod des langjährigen Mitgliedes Fabrikant *W. Umrath*. — Der Vorstand wird durch Zuwahl von Prof. Dr. *A. Köhler* und Prof. Dr. *H. Leitmeier* erweitert. Ämterverteilung: Vorsitzender: Zentr.-Dir. Dr. *H. Karabacek;* Stellvertreter Prof. Dr. *H. Leitmeier,* Prof. Dr. *F. Machatschki,* Gen.-Dir. Hofr. Prof. Dr. *H. Michel;* Kassier: Kustos Dr. *A. Schiener;* Schriftführer: Dr. *H. Scholler;* weitere Vorstandsmitglieder: Prof. Dr. *H. Haberlandt,* Prof. Dr. *A. Köhler,* Hofr. Dr. *A. Lechner* und Sektionschef i. R. Dr. *O. Rotky*. Der Vorsitzende gibt den vorläufigen Plan für die 50-Jahr-Feier der Gesellschaft im Sommer 1951 bekannt. Die Zahl der Mitglieder ist auf 105 gestiegen. Der Mitgliedsbeitrag wird mit S 10.— (S 4.— für Studierende) festgesetzt.

Als Mitglieder werden neu aufgenommen: Dr. *G. Hamilton, Fr. Hermann, J. Lahnsteiner,* Dr. *W. Medwenitsch* und die Geologische Gesellschaft Wien.

Monatsversammlung

am 26. Februar 1951.

Vortrag:

K. Kontrus:

Beobachtungen an den Titanmineralien vom Ankogel.

Die Biotit-Amphibolschieferhülle, welche den Westkamm der Ankogelgruppe bildet, ist überaus reich an Titanmineralien. Schon *Fugger* und *Zepharovich*(1) sprechen von dem Reichtum der Amphibolite an Titaneisenglimmer, der oft so groß wird, daß der Biotit fast ganz zurücktritt. Schon in einem früheren Vortrag an dieser Stelle (2) erwähnte ich das gleichzeitige Vorkommen der drei Formen der Titansäure anläßlich der Mitteilung über das Auffinden des Brookitvorkommens auf der Grauleitenspitze, Südostwand.

Im folgenden sollen nun weitere Stufen aus diesen Fundgebieten, speziell das gleichzeitige Vorkommen, die Pseudomorphose und Paramorphose der verschiedenen Titan-Mineralien beschrieben werden.

Eine Stufe von der Grauleitenspitze zeigt gut ausgebildete goldbraune Brookittafeln mit aufgewachsenen, honiggelben Anataskristallen. Der Anatas ist hier zweifellos die jüngere Bildung. Dies stimmt überein mit der Beobachtung bei der künstlichen Herstellung der drei Titandioxyde. Bei fallender Temperatur bilden sich zuerst Rutil, dann Brookit und zuletzt Anatas, der den Brookit meist überzieht (3). Diese Temperaturabfolge stimmt auch überein mit unseren Beobachtungen an anderer Stelle, auf die wir später noch zurückkommen werden. Der auf dieser Fundstätte meist in ganz geringer Entfernung von Brookit und Anatas vorkommende Rutil ist carminrot und meist getrennt von den Anatas-Brookitdrusen.

Von der Südostwand des Plattenkogels stammen Stufen von erdigem grünen Chlorit mit eingewachsenen doppelendigen Quarzkristallen. Auf und in diesen sitzen in reicher Menge große Tafeln von Titaneisen. Bei genauerer Betrachtung der Oberfläche dieser Tafeln sieht man, daß das Titaneisen schon in ein Gitter von Rutilkristallen (Sagenit) und Magnetit zersetzt ist. An den Kanten und Flächen der Ilmenitplatten sitzen nun farblose, zonar lichtblau gefärbte Anataskristalle mit vorwaltenden Basisflächen.

Ein ähnliches Vorkommen beschreibt *Wichmann* vom Schwarzkopf bei Fusch (4). Die Anatase dürften sich auch hier aus dem Rutil, bzw. Ilmenit entwickelt haben. *Schmidt* und *Baier* (5) geben der Meinung Ausdruck, daß die Umwandlung des Titaneisens in Rutil wahrscheinlich hydrothermal erfolgt ist. Nach unseren Beobachtungen könnte diese Umwandlung auch unter den heute herrschenden Temperaturverhältnissen erfolgen. In den oberen Teilen der Chloritkluft, aus der diese Stufen stammen, fand sich nämlich noch unzersetzter Ilmenit, während im Liegenden der Kluft der Chlorit mit einer dickflüssigen braunen Lösung getränkt war, die hauptsächlich Limonit enthielt, dessen Eisengehalt aus dem Titaneisen stammen dürfte. Ähnliches beschreibt *Hussak* aus Brasilien, und zwar die sogenannten Titanoxyd-Favas, Pseudomorphosen von Ilmenit in Anatas, wahrscheinlich über Rutil (6).

An den Kluftwänden der an der Randkluft des Lassacher-Keeses aufgefundenen Fundstelle, über die von mir im letzten Bericht im Jahre 1950 referiert wurde, fanden wir bei der letzten Begehung auch eine große Zahl von Titanmineralien, die sich erst durch mikroskopische Untersuchung deuten ließen. Nach genauem Studium kommt man zu dem Schluß, daß es sich hier um Pseudomorphosen nach Titanit handelt. (Ähnliche Umwandlungen beschreibt *Müller* 1858 und *Blum* 1863 [7]. Beide Autoren berichten über Pseudomorphosen von Titanit in Brookit, welche jedoch nach *Lacroix* solche in Anatas sind).

Abb. 1 zeigt einen solchen zersetzten Titanitkristall, dessen Umrisse noch unschwer zu erkennen sind. Das Innere desselben ist durch ein Aggregat honiggelber, paralleler Plättchen erfüllt. Man könnte diese nach ihrem Aussehen, Glanz und Farbe als Brookit ansprechen. Bei stärkerer Vergrößerung erweisen sich diese Plättchen als Aggregat paralleler Säulen von Anataskristallenreihen. Die Anataskristalle mit der Form (111) sind an der Basis verwachsen und perlschnurartig angeordnet. Bei stärkerer Vergrößerung erkennt man dies deutlich. Solche pseudomorphe Umwandlungen von Titanit bzw. Ilmenit in Anatas erwähnt auch *Hintze* (8).

Abb. 1. In Anatas über Brookit zersetzter Iphenkristall. Mitte des Aggregates ist Rutil. Fundort: Lassacherkees, Ankogel.

In der Mitte des zersetzten Titanits sieht man ein feines Netzwerk von Titanitkriställchen, das eine weißbraune Farbe zeigt, weil aus allen Wänden des Aggregates feine orientiert aufgewachsene Rutilhärchen sprießen, welche das ganze Innere erfüllen. Es dürfte sich hier um jene Reste der Titanitkristalle handeln, die noch nicht ganz in Titandioxyd umgewandelt wurden und von manchen Autoren als Leukoxen oder Titanomorphit (9) angesprochen werden. Manche ursprünglichen Titanitkristalle sind zur Gänze in diese jüngeren Titanitaggregate umgewandelt und man kann noch einzelne Rutilnadeln oder Brookitplättchen in ihrem Innern beobachten. Ganz ähnliche Paramorphosen erwähnt auch *Bauer* von Diamantina in Brasilien, die sogenannten Captivos (10).

Die zersetzten Titanite werden häufig von großen Rutilkristallen durchspießt, die sich vermutlich vor oder mindestens gleichzeitig mit den Titaniten gebildet haben. In einigen Drusenräumen des Periklin-Chlorits fanden sich wieder alle drei Titandioxyde innig verwachsen, wobei man feststellen kann, daß die älteren Rutilkristalle in der Richtung der Z-Achse zonar aufgebaut, also durch mehrfache Stoffzufuhr entstanden sind. Die meisten Anataskristalle sind goldbraun, wasserklar und stockwerkartig aufgebaut, dies auch infolge stoßweiser Stoffzufuhr. Als jüngste Bildung kommen in der Druse auch kleine blaue, zonar gefärbte Anatase auf den goldgelben Anataskristallen aufgewachsen vor. Die äußerste Haut der letzteren ist ebenfalls blau gefärbt. Aus den blauen Anatasen sieht man wieder kleine rote Rutilnadeln sprießen. Neben den blauen Anatasen sind auch Hämatitkristalle festzustellen. Auf den Rutilkristallen sind nun kleine Anatase aufgewachsen (11). Man sieht auch hier deutlich, daß die Anatase jünger sind als der Rutil. Auf Stufen vom Plattenkogel, der Plexen und dem Lassacherkees kann man dies oft beobachten. Auf einer Kalzitstufe von der Plexen, dem Talende des Anlauftales gegen den Ankogelfuß, also nördlich der bisher beschriebenen Fundorte, fand ich Anatase, die ähnlich wie Sagenit in einer Ebene angeordnet sind und vermutlich ebenfalls eine Pseudomorphose nach Titaneisen über Rutil darstellen. Die Zufuhr der titanhältigen Mutterlauge muß also oftmals unterbrochen worden sein, so wie Temperatur oder Druck in der Kluft geschwankt haben, wodurch die den jeweils herrschenden Druck- und Temperaturverhältnissen zugeordneten Titandioxyde nacheinander auskristallisierten.

Auf einer anderen Stufe von der Plexen kann man beobachten, daß auf den auf Adular aufsitzenden Rutilnadeln sich kleine Aggregate von Titanitkristallen (Sphen) gebildet haben. Der Rutil ist in diesem Fall ohne Zweifel die ältere Bildung; er ist auch älter als der Pyrit dieser Paragenese, da auf der Rutilnadel, auf der der Sphen sitzt, kleine Pyritkristalle aufgewachsen sind. Auch alle am Adular direkt aufsitzenden Sphene haben im Inneren einen Kern von noch unzersetztem Rutil.

Ich möchte nach unseren Beobachtungen behaupten, daß die meisten Rutile der Lokalität, die als Sagenit in Chlorit, Quarz oder Calcit usw. angetroffen werden, Pseudomorphosen nach Titaneisen sind. Man kann nämlich beobachten, daß die Zwischenräume zwischen einzelnen Kristallindividuen des Rutils nie von der Masse des umgebenden Gesteins ausgefüllt sind, sondern leer bleiben und dadurch entstanden sind, daß der Magnetit, der bei der Umwandlung diese Hohlräume ausfüllte, weggeführt wurde.

Die Ursache des reichlichen Vorkommens von Titanmineralien in dem untersuchten Gebiet liegt, wie mir Prof. *Alexander Köhler* mitteilte, in dem hohen Titangehalt der Hornblende des ursprünglichen Muttergesteins aus dem der Amphibolschiefer durch die alpine Metamorphose entstanden ist. Die Titandioxyde sind dann durch Lateralsekretion in die reichlich vorhandenen Klüfte eingedrungen und bildeten die vielen Titankluftmineralien.

Wenn man die Amphibolschieferdecke in Richtung von West nach Ost zum Zentralgneis des Ankogelmassivs verfolgt, so trifft man an ihrem westlichen Anfang, das ist in der Höhe der Grauleitenspitze auf eine reiche Folge von Titanmineralien. Der chemische Aufbau der Titanmineralien ändert sich nun gegen den Zentralgneis hin folgendermaßen: Erst ist nur Brookit und Anatas bei Vorwalten des ersteren zu beobachten. Rutil ist wenig vorhanden, Titaneisen und Titanit selten. Wenn man sich dem Zentralgneis gegen Osten weiter nähert, verschwindet Brookit und Anatas, die Rutilkristalle werden größer, Titanit und Titaneisen nehmen zu (Plattenkogel). Letzteres ist meist in Rutil-Anatas verwandelt. Bei weiterer Annäherung an den Zentralgneis wird Rutil wieder seltener. Er verschwindet als Kluftmineral und ist nur mehr im Amphibolschiefer anzutreffen. Der Titanit kommt in den Mineralklüften nur mehr vereinzelt vor, das Titaneisen im umgebenden Schiefer wird jedoch häufiger. Am Kontakt zum Zentralgneis (Radeckscharte und Plexen) ist viel Titaneisen im Schiefer zu beobachten, in den seltenen Klüften fehlen die Titanmineralien vollständig. Es macht den Eindruck, als ob die Titandioxyde, durch die Aufwärmung infolge der Nähe des Zentralgneises in einem Bogen um diesen abgedrängt, abermals zur Ausscheidung gelangten, während Titanit und Titaneisen in der Nähe des Zentralgneises länger erhalten geblieben sind und erst später zum Teil in Anatas umgewandelt wurden.

In Ergänzung unseres Berichtes über zwei Klüfte am Lassacherkees, der vor einem Jahr gebracht wurde, ist noch eine Beobachtung nachzutragen. Im August 1950 wurde die Fundstätte nochmals aufgesucht. Nachdem der Gletscher gegen das Jahr 1949 um zirka 2 m gesunken war, war die Kluft leichter zugänglich und daher besser zu untersuchen. Neben den schon oben erwähnten Titanmineralien fand sich, verwachsen mit neodymhaltigen Calcitkristallen, eine kleine Traube von Baryt. Die Kristalltracht dieses Baryts glich genau der in hydrothermal gebildeten Erzlagerstätten z. B. Brixlegg oder Bleiberg in Kärnten zu beobachtenden Tracht. Baryt ist in alpinen Kluftparagenesen selten und daher erwähnenswert. Von der Scheelitfundstelle am Elschekamm ist zu erwähnen, daß es aus dem noch reichlich vorhandenen Material nach vorsichtiger Arbeit gelungen ist, einen großen Scheelit-Kristall — wohl in Stücken — zu bergen. Die Kantenlänge des Kristalls beträgt zirka 3 cm. Er war in derbem Quarz eingewachsen und zeigt schön die Paragenese mit Biotit, Periklin und Quarz, sowie die Formen (111) (101).

Der vorgewiesene Kristall ist aus seinen Teilen rekonstruiert, da auf andere Weise an dieser Fundstätte kein ganzer Kristall zu gewinnen ist. Das ganze Gestein ist zersprungen und zerdückt und zerfällt beim leichtesten Meißelschlag. Zusammen mit Herrn Dr. *Zirkl* fanden wir auch im Liegenden Salband kleine Flitter von Molybdänglanz, welche das Bild von dieser interessanten Fundstätte alpiner Scheelite abrunden. Im Gegensatz zu der oft gemachten Beobachtung, daß Scheelitkristalle in alpinen Klüften einzeln vorkommen, sind hier in dem Rest einer pegmatitischen Lagerstätte die Kristalle in großen Exemplaren relativ reichlich vorhanden.

Von den weiteren vorgelegten Mineralien vom Ankogel, bzw. Plattenkogel aus der letzten Ausbeute des Sommers 1950 sind besonders erwähnenswert: Ein modellartiger Pyritkristall mit einem Gewicht von 1,25 kg, ein Quarzkristall mit viel Rutileinschluß, sowie eine Druse Calcit und Adular, reich bedeckt mit schönen, 2 bis 3 cm langen, karminroten Rutilkristallen und Pyritkristallen. Die kleine ausgestellte Sphenstufe wurde von Herrn Dr. Zirkl geborgen; diese Szene soll in einem, am Schluß des Abends gezeigten Film über die Ankogelgruppe neben anderem vorgeführt werden. Der Film soll gleichzeitig das Bild von den Fundstätten um das Hannoverhaus ergänzen und abrunden.

1. *Zepharovich, V. v.*, Min. Lex. 1859, Band I, S. 213. — 2. *Kontrus, K.*, Mitt. Österr. Min. Ges. Nr. 111, S. 142. — 3. *Hintze, K.*, Band I/2, S. 1562. — 4. *Wichmann, H.*, Tschermaks min. u. petr. Mitt. N. F. 8, S 338. — 5. *Schmidt, W.*, und *E. Baier*, Lehrbuch d. Min. S. 203. — 6. *Hussak, E.*, Tschermaks min. u. petr. Mitt. N. F. 18, S. 335. — 7. *Müller*, N. Jahrb. 1858, S. 820; *I. R. Blum*, Pseud. 3 Nachtr. 1863, 17. — 8. *Hintze, K.*, Band I/2, S. 1567. — 9. *Hintze, K.*, Band II/2, S. 1616. — 10. *Beuer, M.*, N. Jahrb. Min. 1891, Band I, S. 236. — 11. *Kontrus, K.*, Mitt. Österr. Min. Ges. Nr. 111, S. 142.

Monatsversammlung

am 4. Juni 1951.

Vortrag:

H. Haberlandt:

Minerogenese und Geochemie des Gasteiner Tales.

Es werden die verschiedenen Mineralbildungen hauptsächlich des Radhausberges und des Naßfeldes bei Böckstein besprochen, wie sie in der Festschrift der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft in dem Gastein-Heft veröffentlicht worden sind[1].

Darüber hinaus wurden mit einer neuen amerikanischen Gasentladungslampe (Mineralight), welche ein Filter für das kurzwellige Ultraviolett (Wellenlänge 2.537 Å besitzt) Leuchterscheinungen von Scheeliten, Kalkspaten und Feldspaten aus der Gasteiner Gegend gezeigt.

Die hell blau leuchtenden Scheelite konnten auf diese Weise in einem aplitischen Gneis aus dem Steinbruch Hirschau bei Böckstein als kleine Einsprengungen identifiziert werden. Rötliche Kalkspate vom Kesselfall, die im langwelligen Ultraviolett nur sehr schwach leuchten, fluoreszieren im kurzwelligen Ultraviolett mit schön karminroter Farbe. Der Aktivator ist in diesem Falle gemäß einer amerikanischen Arbeit von *J. H. Schulmann* und Mitarbeiter[2] Mangan und als Sensibilisator wirkt wahrscheinlich ein Bleigehalt.

Feldspate fluoreszieren unter der Mineralight-Lampe manchmal in roten Leuchtfarben, besonders solche der Albit-Oligoklasreihe. Auch die Plagioklase der Aplite,

[1] *H. Haberlandt* und *A. Schiener:* Die Mineral- und Elementvergesellschaftung des Zentralgneisgebietes von Badgastein. Tschermaks min. u. petr. Mitt. 2/3 (1951), 292.

[2] *J. H. Schulmann, L. W. Ewans, R. J. Ginther* and *K. J. Murata*, J. of appl. Phys. *18* (1947), 732.

Pegmatoide und besonders der Syenitgneise zeigen diese rote Fluoreszenz, während die Kalifeldspateinsprenglinge im Augengneis und im Zentralgneis kein rötliches Leuchten erkennen lassen. Weitere Untersuchungen werden vielleicht die Frage der Verfeldspatung der dortigen Gneise klären helfen [1].

50-Jahr-Feier der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft

am 14. und 15. Juni 1951.

Die Österreichische (früher Wiener) Mineralogische Gesellschaft feierte am 14. und 15. Juni 1951 ihren fünfzigjährigen Bestand. Aus diesem Anlaß trafen zahlreiche Glückwunschschreiben hoher österreichischer Regierungsstellen sowie ausländischer Gesellschaften und Wissenschaftler ein. Da zu gleicher Zeit die Jahrhundert- und Wiederaufbaufeier der Geologischen Bundesanstalt stattfand, bei der im Laufe einer Woche ein sehr großes wissenschaftliches Programm geboten wurde, war der Rahmen unserer Feier von vorneherein enger gestellt. Am Abend des 14. Juni hielt der Vizepräsident Univ.-Prof. Dr. *F. Machatschki* im überfüllten Festsaale des Naturhistorischen Museums, in dem auch eine kleine Schau ausgewählter, von verschiedenen Sammlern zur Verfügung gestellter Minerale eingerichtet war, einen Vortrag über „Die Entwicklung der Mineralogie im Laufe der letzten 50 Jahre [2]". Anschließend wurde von Prof. *W. F. Foshag,* Hauptkurator für Geologie und Mineralogie am Nationalmuseum in Washington (Smithsonian Institution), der Dokumentarfilm „Paricutin — das Werden eines Vulkans in Mexiko" vorgeführt und erläutert. Stürmischer Beifall dankte dem Vortragenden, auch für seine Freundlichkeit, daß er diesen Film zur Jubelfeier aus den Vereinigten Staaten mitgebracht hatte. Eine größere Zahl der Festteilnehmer verbrachte anschließend den Rest des Abends bei gemütlichem Zusammensein im Wiener Rathauskeller. Am Vormittag des 15. Juni hielt Generaldirektor Hofrat Dr. *H. Michel* den zweiten Festvortrag: „50 Jahre Mineralogische Gesellschaft in Österreich", an den sich Führungen der Festgäste durch das Naturhistorische Museum anschlossen, die Anlaß zu interessanten Diskussionen und zur Wiederanknüpfung wissenschaftlich-freundschaftlicher Beziehung mit den ausländischen Fachkollegen waren. Ein größerer Teil der Festteilnehmer schloß sich dann den Exkursionen der Geologischen Bundesanstalt an, wobei dann Univ.-Prof. Dr. *F. Scheminzky*, der Leiter des Forschungsinstitutes Gastein, eine eindrucksvolle Führung durch den Thermalstollenbereich veranstaltete. Als Jubiläumsgabe überreichte die Gesellschaft ihren Mitgliedern und Gästen eine umfangreiche Festschrift über neue mineralogisch-petrographische Forschungen im Gasteiner Gebiete. Ihre Herstellung war durch eine Subvention des Notringes der wissenschaftlichen Verbände Österreichs möglich geworden.

H. Scholler.

Außerordentliche Vollversammlung

am 10. Dezember 1951.

Aus Anlaß des 50jährigen Bestehens der Gesellschaft wurden die Gründungsmitglieder Zentraldirektor Dr. *H. Karabacek*, Hofrat Dr. *A. Lechner* und Sektionschef i. R. Dr. *O. Rotky* einstimmig zu Ehrenmitgliedern gewählt. Alle drei Herren haben sich auch um den Bestand der Gesellschaft in den schwierigen Zeiten nach den beiden Weltkriegen größte Verdienste erworben. Dieselbe Ehrung bot die Gesellschaft Herrn Prof. Dr. *Percy Quensel* (Stockholm) an, der sich schon in jungen Jahren der österreichischen mineralogischen Forschung eng verband und ihr immer verbunden geblieben ist.

[1] Siehe dazu die Arbeit von *A. F. Wilson:* Mineralog. Mag. 29 (1950), 225.

[2] Wird in der Mitteilung Nr. 115 abgedruckt.

Herausgeber, Eigentümer und Verleger: Springer-Verlag, Wien, I., Mölkerbastei 5. — Für den Inhalt verantwortlich: Prof. Dr. Felix Machatschki, Mineralogisches Institut der Universität, Wien, I., Universität. — Druck: Friedrich Jasper, Wien, III., Tongasse 12.

Bartel Granigg †.

Am 18. Januar 1951 starb nach längerer Krankheit der emeritierte Professor der Grazer Technischen Hochschule Dipl.-Ing. Dr. mont. Dr. sc. phys. *Bartel Granigg*. Er fand am Döblinger Friedhof zu Wien seine letzte Ruhestätte.

Der Verblichene war eine der markantesten Persönlichkeiten des montanistischen Lebens in Österreich während der letzten Jahrzehnte. Seine bedeutenden und vielseitigen Leistungen auf geologischem, bergwirtschaftlichem und technischem Gebiet brachten ihm internationale Geltung und trugen wesentlich dazu bei, den Ruf österreichischer Wissenschaft und Technik im Ausland zu festigen.

Granigg entstammte einer alten Bergmannsfamilie. Er kam am 25. Januar 1883 zu Hüttenberg in Kärnten zur Welt. In Klagenfurt besuchte er die Mittelschule, welche er im Jahre 1900 mit dem Zeugnis der Hochschulreife verließ. Nun bezog er die Bergakademie in Leoben. Hier gewann unter den damaligen Lehrern besonders Prof. *H. Höfer* nachhaltigen Einfluß auf seine geistige Entwicklung und wirkte steigernd auf seine mitgebrachte Neigung zur Geologie. Später übersiedelte *Granigg* an die Universität zu Genf und erwarb daselbst mit einer Dissertation über die Bleilagerstätte Schneeberg im Passeier den akademischen Grad eines Docteurs ès sciences physiques.

In Schneeberg begann nun *Granigg*, zunächst als Bergbaueleve, seine bergmännische Laufbahn. Von 1907 an war er im staatlichen Quecksilberbergbau in Idria tätig. Wenige Jahre später bekam er, zum Bergmeister vorgerückt, die Leitung geologischer und bergmännischer Untersuchungsarbeiten in den Kohlengebieten des mittel- und untersteirischen Tertiärs.

Zur selben Zeit erhielt die Leobner Bergakademie den Rang einer Hochschule. *Granigg* unterzog sich an ihr den strengen Prüfungen und wurde nun am 26. Oktober 1909 zum Doktor der montanistischen Wissenschaften promoviert. Gleichzeitig übernahm er die Stelle eines Adjunkten an der Lehrkanzel Prof. *Höfers*.

Nach dem Rücktritt *Höfers* im Jahre 1920 wurde die schon seit langem geplant gewesene Teilung seiner Lehrkanzel zur Tat. Die Fächer Mineralogie, Petrographie, Lagerstättenlehre, Geologie und Paläontologie erhielt Prof. *K. A. Redlich;* angewandte Mineralogie und Gesteinskunde jedoch fielen *Granigg* zu, der im Jahre 1921

zum außerordentlichen Professor, nicht lange darauf zum Ordinarius ernannt wurde.

Als im Jahre 1934 aus Ersparungsrücksichten der montanistische Studienbetrieb der ersten vier Semester nach Graz verlegt wurde, übersiedelte *Granigg* gleichfalls mit seiner Lehrkanzel dahin und wurde Nachfolger des in den Ruhestand getretenen Prof. *A. Tornquist*. Er blieb auch hier, als zwei Jahre später die Leobner Hochschule wieder ihren vollen Lehrbetrieb zurückerhielt.

Im Jahre 1945, in einer Zeit schwerster wirtschaftlicher und kultureller Bedrängnis, übertrug die Grazer Technische Hochschule *Granigg* das Amt des Rektors. Ein Jahr nachher aber schied er vom öffentlichen Wirken, um sich nun ungestört seiner fachwissenschaftlichen Forschertätigkeit widmen zu können.

Granigg war, was seine fachliche Produktion anlangt, in jungen Jahren zunächst überwiegend in der reinen Geologie tätig. Aber nach seiner Anstellung an der Lehrkanzel *Höfers* vollzog er eine Wendung nach der praktischen Seite dieses Faches, besonders hinsichtlich der technischen Aufgaben. Dieser Richtung blieb er in der Folge treu, wenn er auch bis in seine vorgeschrittenen Lebensjahre daneben geologischen Problemen seine Aufmerksamkeit schenkte.

Granigg war einer der ersten Pioniere in der Anwendung der Auflichtmikroskopie bei der Untersuchung von Erzen und Erzlagerstätten. Seit 1914 förderte er diese Methodik in einer Reihe von Aufsätzen. Mit dem Jahr 1920 folgte eine Periode, wo Fragen der Bergwirtschaft, ebenso der Energiewirtschaft die Richtung seiner Arbeiten bestimmten. Ein Lustrum später waren es aber bereits aufbereitungstechnische Fragen, die ihn fesselten. In zäher Verfolgung dieser Probleme gelang ihm die Entwicklung neuer Apparaturen im Aufbereitungsverfahren, z. B. Magnetscheider, Schneckenscheider und Zentripetalscheider. Die magnetische Zerlegung von Gesteinen, insbesondere von Erzen, beschäftigte ihn bis an sein Lebensende. Er konnte auf zahlreiche praktische Erfolge seiner einschlägigen Bemühungen zurückblicken; ein patentierter Schneckenscheider hat in vielen Ländern Eingang gefunden.

Der bedeutende Ruf, den *Granigg* in der ganzen Welt genoß, verschaffte ihm zahlreiche Einladungen in das Ausland, die ihm willkommene Gelegenheit zu bergbaulicher und technischer Tätigkeit boten. Im Jahre 1925 erhielt er einen solchen Ruf von Seite der türkischen Regierung. Es handelte sich um die Erschließung des Steinkohlenreviers von Zonguldak am Schwarzen Meer. Seine Tätigkeit daselbst brachte ihm hohe Anerkennung, und seiner Initiative verdankt eine ganze Reihe österreichischer Geologen und Bergfachleute lohnende Arbeitsaufträge in türkischen Diensten. *Granigg*

unternahm auch später noch zahlreiche Reisen in die Türkei und hatte dabei Gelegenheit, dem Schöpfer des neuen türkischen Staates, *Kemal Ata Türk*, seine Ergebnisse persönlich vorzutragen. Noch im Jahre 1950, nach Konsolidierung der durch den zweiten Weltkrieg gestört gewesenen internationalen Beziehungen, ging er noch einmal in die Türkei.

Bald nach dem ersten Weltkrieg, als man immer mehr und mehr daran ging, mit Hilfe der natürlichen Wasserkräfte Energie zu gewinnen, führte *Granigg* im Zusammenhang mit einschlägigen Fragen eine Vortragsreise nach Paris und den Vereinigten Staaten von Nordamerika. In diesen Jahren war es auch, daß die Sowjetunion für den Aufbau ihrer Industrie zahlreiche Fachkräfte aus aller Herren Ländern in ihre Territorien berief. Auch *Granigg* wurde zu Vortrags- und Expertenreisen eingeladen. Er besuchte die Halbinsel Kola, den Baikalsee und den Ural und hielt an der Universität von Sverdlowsk (Jekaterinburg) Gastvorträge.

Während der beiden Weltkriege entfaltete *Granigg* eine besonders angespannte Tätigkeit. Als in den Jahren 1914—1918 der Bedarf der Österreichisch-Ungarischen Monarchie an Rohstoffen ein immer dringlicherer wurde, erweiterte er seinen Aufgabenkreis beträchtlich über den heimischen Hochschulbetrieb hinaus; so sorgte er dafür, daß der stillgelegte Wolframbergbau im Erzgebirge wieder in Betrieb gesetzt wurde, wobei ihm sein damaliger Assistent, der spätere Professor der Charlottenburger Technischen Hochschule *W. Schmidt*, zur Seite stand. Dasselbe geschah mit dem Eisenerzbergbau Prijedor in Bosnien. Hier schuf *Granigg* förmlich aus dem Nichts eine leistungsfähige Anlage, die es schon in den Kriegsjahren zu einer Tagesförderung von 200 Waggonladungen Roherz brachte. Das Kriegsministerium beförderte *Granigg* zum Ingenieurmajor. Als solcher bereiste er, begleitet von seinem Freund und Assistenten *J. Koritschoner*, im Frühjahr 1918 die Türkei, die er bereits von früher her kannte, im Interesse der Rohstoffversorgung der Mittelmächte. *Granigg*, der bereits 1917 auch an der Kohlenversorgung der Monarchie gearbeitet hatte, übernahm auch die Leitung des als schwierig bekannten Kohlenbergbaues am Mte Promina in Dalmatien. Auch im zweiten Weltkrieg erwuchsen *Granigg* neue Aufgaben betreffend die Versorgung der Achsenmächte mit mineralischen Rohstoffen. Weite Reisen waren damit verbunden; so ging er nach Norwegen, Spanien, Italien, ebenso nach Rußland und in die Türkei. Eine Reihe aufbereitungstechnischer Arbeiten kamen in diesen schicksalsschweren Jahren zur Reife.

Wie aus all dem Angeführten hervorgeht, war *Granigg* eine überaus vielseitige und unternehmende Persönlichkeit von unermüdlicher

Tatkraft und restloser Hingabe an seinen bergwissenschaftlichen Beruf. Dem Leben aufgeschlossen verstand er es, theoretische Wissenschaft und praktische Anwendung derselben in treffsicherer Weise zu verbinden. Dazu kam sein Forscherdrang in die Ferne. Er besaß eine außerordentliche geistige Beweglichkeit, die allerdings bisweilen zu sprunghaftem Wechsel seiner Arbeitsziele führte. Seine Gewandtheit im Gebrauch von Fremdsprachen unterstützte ihn in seinem Bestreben, im Ausland für seine engere Heimat zu werben. Als die Donaumonarchie im Jahre 1918 zusammenbrach und die Alpenheimat *Graniggs* fremdem Zugriff offenlag und Kärnten in seinem Bestehen als österreichisches Land bedroht war, zog auch er als warmherziger Patriot mit den Freiwilligen der Leobner Hochschule hinaus, um die Grenze zu schützen.

Als akademischer Lehrer entwickelte *Granigg* eine mitreißende Wirksamkeit. Stets war es sein Bestreben, den Unterricht auf der Höhe der Zeit zu halten. Neu erstandene Forschungsrichtungen und Lehrmeinungen, besonders diejenigen der französischen Schule, betreffend Petrogenese der Erzlagerstätten und Alpengeologie, verstand er in ausgezeichneter Weise mit den auf seinen weiten Reisen gesammelten Erfahrungen zu verknüpfen und anschaulich mitzuteilen. Auch im bergbaulichen Unterrichtswesen riß *Graniggs* Tod eine fühlbare Lücke.

Ein ausführliches Verzeichnis der zahlreichen Zeitschriftenpublikationen und Selbstverlagsbroschüren *B. Graniggs* bringen die Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien (Bd. *44*, 1951).

Buchveröffentlichungen von B. Granigg.

Die Bodenschätze Österreichs und ihre wirtschaftliche Bedeutung. Springer. Wien, 1947.

(Mit *J. Horvath* und *V. E. Gerzabek*.) Die Lagerstätten nutzbarer Mineralien, ihre Entstehung, Bewertung und Erschließung. Springer, Wien, 1951.

(Nach einem Manuskript von *G. Hiesleitner*, Graz.)

Aus dem Institut für Mineralogie und Petrographie der Universität Bologna.

Syntektonische und posttektonische magmatische Erscheinungen der Ortlergruppe in Beziehung zum alpinen Magmatismus*.

Von

Ciro Andreatta.

Mit 1 Textabbildung.

(Eingelangt am 27. Mai 1952.)

In Beziehung zur Ausdehnung der Alpen nimmt die Ortlergruppe eine ganz besondere geographische Stellung ein: Sie befindet sich völlig im Zentrum derselben. Der achsiale Bogen, der das ligurische Meer mit Wien verbindet und die Linie Allgäu—Gardasee treffen sich in ihren Mittelpunkten in dieser mächtigen Gebirgsgruppe. Mit dieser exklusiv geographischen Feststellung ist nicht gesagt, daß die Ortlergruppe auch als Zentrum verschiedener, zusammenströmender, wichtiger tektonischer Bauelemente des Alpenbogens gilt.

Mit Recht kann man jedoch behaupten, daß die Ortlergruppe vom geologischen und petrotektonischen Standpunkt aus äußerst interessant erscheint. Die endgültige Aufklärung ihrer verschiedenen Fragestellungen wird erwartungsmäßig einen merklichen Beitrag zur Lösung vieler Probleme, die allgemein den ganzen Alpenbogen betreffen, geben. Allerdings benötigt die Ortlergruppe noch viele Untersuchungen, um so weit zu sein. Der größte Fortschritt wird, nach meiner Meinung, ganz besonders von der petrotektonischen Seite aus zu erwarten sein. Dazu werden ausführliche und eingehende petrographische Untersuchungen im Laboratorium sowie geologische Beobachtungen erforderlich sein.

Mit derartigen Untersuchungen befasse ich mich bereits seit vielen Jahren. Vom Ultental ausgehend, habe ich im Jahre 1930 mit der geologischen Aufnahme der Ortlergruppe begonnen und diese jährlich mit Aufsammlung vieler Beobachtungen und Handstücke weitergeführt. Einen Einblick in meine Arbeit gibt die geologische Karte der

* Vortrag, gehalten in Wien in der gemeinsamen Sitzung der Österreichischen Mineralogischen und der Geologischen Gesellschaft am 26. Mai 1952.

Ortlergruppe, Blatt 9 der italienischen Übersichtsblätter 1 : 100.000. veröffentlicht im Jahre 1951 (Lit. 1).

Über den vielfach komplizierten geologischen Aufbau der Ortlergruppe gibt die geologische Karte 1 : 100.000 selbst nur eine allgemeine Übersicht. Eines meiner Ziele ist die Vorbereitung einer geologischen Karte größeren Maßstabes, etwa 1 : 50.000 oder noch besser Teilblätter 1 : 25.000. Notgedrungen mußten in der geologischen Übersichtskarte 1 : 100.000 viele Sonderheiten ausgelassen werden. Die kartographische Darstellung in einem so kleinen Maßstabe zwingt zu übertriebenen Eintragungen der Lage und vor allem der Mächtigkeit vieler Einschaltungen. Nebenbei möchte ich noch bemerken, daß einige meiner aufgenommenen Originalkarten 1 : 25.000 durch die Kriegsereignisse beschädigt wurden und somit für die nördlichen Teile des aufgenommenen Gebietes teilweise Rekonstruktionen durchgeführt werden mußten.

Während der letzten 22 Jahre wurden viele spezielle Arbeiten durchgeführt. 35 Publikationen über dieses Aufnahmegebiet, darunter auch einige meiner Schüler, sind bereits in Form von Mitteilungen und Abhandlungen erschienen. Weitere Arbeiten sind in Vorbereitung.

In meinem Arbeitsprogramm sind spezielle Abhandlungen über einzelne Täler und Gebirgsgruppen sowie über bestimmte geologische Komplexe vorgesehen. Diese Abhandlungen, versehen mit Aufnahmeblättern 1 : 25.000, werden eine vollständige Beschreibung der betreffenden Gebiete enthalten und somit auch eine spezielle Darstellung ihrer Eruptivgesteine. Vor allem ist eine eingehende Überlegung der wichtigsten Fragestellungen nötig.

Jedoch sind bereits einige der wichtigsten Ergebnisse vorauszusehen; so z. B. ist grundsätzlich die Aufstellung der geologischen Geschichte einzelner einheitlicher Gesteinskomplexe möglich, wie ich bereits zitiert habe (Lit. 2).

Unter den letzten Phasen dieser geologischen Geschichte, glaube ich eine ganz besondere Wichtigkeit den syntektonischen und posttektonischen, magmatischen Erscheinungen zuschreiben zu können.

Die Gesteinskomplexe der Ortlergruppe.

Das von mir aufgenommene Gebiet, im ganzen 1800 km^2, besteht zu neun Zehntel aus kristallinen Schiefern.

Die nicht metamorphen Gesteine werden von der eigentlichen mesozoischen Ortlerplatte und von einem kleineren Teil, der geologisch noch den Südalpen zugehört, gebildet und der in der südöstlichen Ecke der Karte aufscheint. Weiter gehören hieher noch die zahlreichen und in verschiedenen Bildungen unregelmäßig verteilten Vorkommen nichtmetamorpher Eruptivgesteine. Um die verschiedene

geologische Stellung dieser nichtmetamorphen Eruptivgesteine zu verstehen, ist es notwendig, einen kleinen Überblick der 5 geologischen Grundbildungen der Ortlergruppe zu geben.

1. *Die mesozoische Ortlerplatte* besteht hauptsächlich aus typischem, grauem Dolomit mit seinen vielen, schwarz gefärbten, mergeligen Tonschieferlagen, die von *Hammer* (Lit. 3) dem Rhät zugeschrieben wurden. An der Basis der Platte befinden sich auch Sedimente der unteren Trias, mit Rauhwacken, tonigen Dolomiten, vermutlichen Raiblerschiefern und Gips. Nach *Kappeler* (Lit. 4) besteht diese mesozoische Platte aus verschiedenen Schuppen, was nach meiner Meinung sehr problematisch erscheint. Die Basallage, die von *Hammer* und *Kappeler* als typische Verrucano bezeichnet wurde, besteht hingegen aus einer Mylonitlage. Dieselbe bezeugt die räumlich recht bedeutende subhorizontale Überschiebung der Ortlerscholle über den kristallinen Sockel. Diese Überschiebung dreht sich subvertikal gegen Osten, wobei die mesozoischen Gesteine längs zweier großer Scherflächen zusammengepreßt sind.

Die Mylonite sind verschiedenartig und wurden vorherrschend aus Phylliten und aus weniger häufigen Orthogneisen gebildet; auch die mesozoischen Sedimente erscheinen an ihrer Basis stark mylonitisiert.

Die mesozoische Platte wird von kristallinen Schiefern unterlagert, im nördlichen Teil auch überlagert (*Staubs* Umbrailkristallin, Lit. 5). Die kristalline Unterlage ist vorwiegend aus Quarzphylliten gebildet.

2. *Der Quarzphyllit-Komplex*. Dieser stellt den oberen Teil des kristallinen Komplexes der Gruppe dar und bildet die oberen Partien der wichtigsten Gebirgsketten, die zwischen Cevedale und Königsspitze konvergieren.

Die Formation streicht in Form eines breiten ONO verlaufenden Streifens, mit schwach geneigten bis fast flach liegenden *s*-Flächen, als weitgespannte Synklinale mit horizontalen Achsen. Sie wird von höher metamorphen Gesteinen unterlagert, im Norden von mesozonalen, im Süden von mesoepizonalen Paragesteinen. Zu den liegenden Gesteinen bestehen Übergänge, im südlichen Abschnitt sind auch Wechsellagerungen mit ihnen erkannt worden.

Nach meinen unpublizierten Untersuchungen, auf Grund eingehender chemischer und mikroskopischer Analysen, konnte ich feststellen, daß diese Quarzphyllite einer epimetamorphen Fazies entsprechen, welche sich aus bereits früher vorhandenem, metamorphem Material entwickelt hat. Genauer gesagt, es handelt sich um eine Phyllonitisierung mesozonal metamorpher Paraschiefer.

Wie bereits in Lit. 2 erwähnt ist, gelang es mir, ein allgemeines Schema der geologischen Geschichte dieser Bildung aufzustellen und

dabei zu beweisen, daß mit den tektonischen, metamorphen Phasen magmatische Injektionsphasen und Lösungs-Verdrängungsphasen abwechseln.

3 a. *Der kristalline Komplex meso-epizonaler Metamorphose nördlich des Stilfserjochs;* er bedeckt teilweise, wie erwähnt, den mesozoischen Schild. Er ist durch meso-epitektonischen, metamorphen Charakter ausgezeichnet und ist durch eine Überschiebungsfläche mit häufigen Myloniten vom Ortler-Mesozoikum getrennt.

Die Paraschiefer und ihre Augengneis-, Amphibolit- und Quarzit-Einlagerungen zeigen vorwiegend mesotektonische Metamorphose und Lösungsverdrängungen. Dieser mesotektonischen Metamorphose überlagerte sich im Gesteinskomplex eine weitere Metamorphose mit epitektonischem Charakter, die zur Bildung der eben erwähnten Mylonite und der ausgedehnten Quetsch- und Zerreibungszone des nördlichen Teiles des Gebirgskammes Stilfser Joch—Ciavallacc geführt haben. Die sogenannten „Serizitphyllite" dieses Gebirgskammes stellen nichts anderes dar als nur stark phyllonitisierte, epizonale Paraschiefer.

Charakteristisch erscheint die Tektonik dieses meso-epitektonischen Komplexes mit seinen außerordentlich stark gestörten Wirbelbaumotiven (oder Schlingen). Die alpine Orogenese benutzte teilweise die wahrscheinlich präalpin vorgezeichnete Tektonik; ihre Bewegungen paßten sich dem vorher geprägten Wirbelbau an. Dadurch wurden konkordant mit den Wirbeln verlaufend, Reste mesozoischer Sedimente eingepreßt, die aus der mesozoischen Platte während der Überschiebung des kristallinen Komplexes herausgerissen wurden.

3 b. *Meso-epitektonischer Schiefer-Komplex der südlichen Ortler-Gebiete.* Südlich geht die Quarzphyllitformation in einen meso-epitektonischen metamorphen Paraschieferkomplex über. Dieser bildet unmittelbar nordwestlich der Peiolinie (Lit. 6) einen Streifen, der durch diese Linie plötzlich unterbrochen wird. Außer den allmählichen Übergängen zu den Quarzphylliten bestehen mit diesen auch einige Wechsellagerungen.

Nach meinen Untersuchungen, deren Ergebnisse demnächst veröffentlicht werden, entstanden diese meso-epizonalen Paraschiefer durch Scherungen mit teilweiser Rekristallisation aus einem mesozonalen Komplex. Sie stellen ein mittleres Stadium zwischen mesozonalen Paraschiefern und Quarzphylliten dar.

Für diesen Gesteinskomplex gilt dasselbe wie für jenen der Quarzphyllite: Auch hier wechselten sich während der nacheinanderfolgenden geologischen Ereignisse tektonisch metamorphe Phasen mit Injektionen und Verdrängungen ab. Die Tektonik ist einfach; die *s*-Flächen sind meistens schwach geneigt oder schwebend; die Falten sind

breit mit völlig horizontalen NO verlaufenden Achsen. Wirbeltektonik fehlt.

4. *Der mesozonale Paraschiefer-Komplex.* Östlich des meso-epizonalen kristallinen Komplexes des Ciavallacc-Kammes und nördlich der Quarzphyllitformation entwickelt sich ein breiter Streifen von mesozonalen Paragneisen und Glimmerschiefern. Diese Paraschiefer bauen die Gehänge des Vintschgaues südlich des Etschflusses auf und werden von Quarzphylliten überlagert. Zwischen den mesozonalen Paraschiefern und den Quarzphylliten bestehen allmähliche Übergänge und Konkordanz in den Schieferungsflächen. In den tieferen Zonen der Gebirgshänge, nahe dem Talgrunde, bestehen einige Übergangstypen zu katazonalen Paraschiefern.

Die *s*-Flächen dieser Gesteinsserie streichen ungefähr O bis ONO; ihr Fallen ist verschieden schwach, auch schwebend; die wenigen Falten sind einfach und breit. Im Laasertal gibt es einige Faltenwiederholungen, aber auch hier ist keine eigentliche Wirbeltektonik zu beobachten.

5. *Katazonale metamorphe Bildung.* Diese Formation erstreckt sich südöstlich der Peiolinie und nordwestlich der Tonale- und Judikarien-Linien. Sie wurde teilweise von mir in einer Abhandlung des Jahres 1935 (Lit. 7) beschrieben; dabei habe ich für ihre geologische Geschichte 5 Hauptphasen unterschieden. Die Gesteinsserie streicht in nordöstlicher Richtung und ist zwischen den beiden Überschiebungsflächen steil aufgestellt, in ihren höheren Teilen etwas fächerförmig geöffnet.

Tektonisch ist der Gesteinskomplex durch enge, sich wiederholende Falten mit stark geneigten bis senkrechten Achsen, also Wirbelbau oder Schlingenbau, gekennzeichnet. Die Wirbeltektonik wurde zum Teil bereits im Jahre 1905 (Lit. 3) von *Hammer* und später von *Schmidegg* (1936, Lit. 8) erkannt und beschrieben.

Fast alle Gesteine dieser Formation bestätigen die bei der katazonalen, hercynischen, vielleicht auch prähercynischen Metamorphose, besonders vorherrschenden Bedingungen. Es scheint, daß sich dieser Gesteinskomplex in den Bildungsphasen tiefer Metamorphose sehr plastisch verhielt, so daß er im tektonischen Strömen das Fließvermögen einer Flüssigkeit erhielt.

Außer den verschiedenen tektonischen metamorphen Phasen zeigt diese Formation Injektionsprozesse mit ausgedehnten Verdrängungen und Granitisierungen durch stoffliche Mobilisierung und metasomatische Reaktionen .

In Abb. 1 sind die Formationen mit ihrem verschiedenen Metamorphismus dargestellt. Die einzelnen obgenannten Formationen, mit Ausnahme der mesozoischen Serie des Ortlers, zeigen mehrere

Formungsphasen verschiedener genetischer Art, von der einfachen Zertrümmerung und Mylonitisierung bis zur vollständigen Metamorphose und Granitisierung.

Die feldgeologischen Beobachtungen und die mikroskopischen Studien der erwähnten Formationen der Ortlergruppe beweisen, daß die Bewegungen der alpidischen Orogenese ausgedehnte Mylonitisierungen und mechanische Durchwalzungen, mit oder ohne epitektonische Umkristallisation, erzeugt haben.

Vielfältigkeit der magmatischen Erscheinungen in den Formationen der Ortlergruppe.

Während der langen geologischen Geschichte, welche die heutigen metamorphen Gesteinskomplexe auszeichnet, fanden vielfache magmatische Vorgänge statt. In sämtlichen Formationen sind häufig orthogneisische Massen, Einlagerungen und Gänge verschiedener Art sowie Amphibolite und Olivinite primärer, magmatischer Entstehung bekannt. Ohne auf die kleineren und vielfach in sämtlichen Formationen dicht verteilten Einlagerungen einzugehen, will ich hier nur die größeren Vorkommen nennen: So die ausgedehnte Serie der Augengneise der Kette Stilfser Joch – Ciavallacc; die große Augengneismasse des Vertainspitz—Angelus-Gruppe; weiter den bis zu den Gebirgshängen oberhalb Latsch sich ausdehnenden Pegmatitkomplex des Martelltales; die granitischen Orthogneismassen von Verdignana, des Saenttales, des Kuppelwiesertales und des linken Gebirgskammes des mittleren Ultentales; den granitischen Orthogneiskomplex des Streifens M. Polinar—M. Gamberai—Mandrie—Cima Binazia—Ilmenspitz, der östlich in granitischen Augengneis übergeht. Die Deutung der nacheinander folgenden magmatischen Erscheinungen, die zur Bildung des Ausgangsgesteines der oben genannten metamorphen Orthogneise geführt haben, ist nicht Zweck dieser Darstellung. Vor Vollendung meiner petrographischen Detailuntersuchungen der Handstücke der verschiedenen Orthogneiskomplexe, ist es mir auch nicht möglich, die Serie der magmatischen Vorgänge festzustellen.

Es genügt hier hervorzuheben, daß bereits eine summarische Untersuchung der Orthoschiefer der Ortlergruppe eine Folge magmatischer Erscheinungen mit Bildung primärer Eruptivgesteine erkennen läßt.

Auch die verschiedenen Paraschieferkomplexe bezeugen eine ähnliche Serie eruptiver Erscheinungen, die zu vielfältigen Imprägnationsprozessen und Granitisationen führten.

Wenn wir die eruptiven Gesteine betrachten, welche kein Zeichen von Metamorphismus oder nur eine Scherung mit leichter und teilweiser Rekristallisation aufweisen, bemerkt man, daß sämtliche bereits

früher genannten Formationen von magmatischen Injektionen durchquert werden.

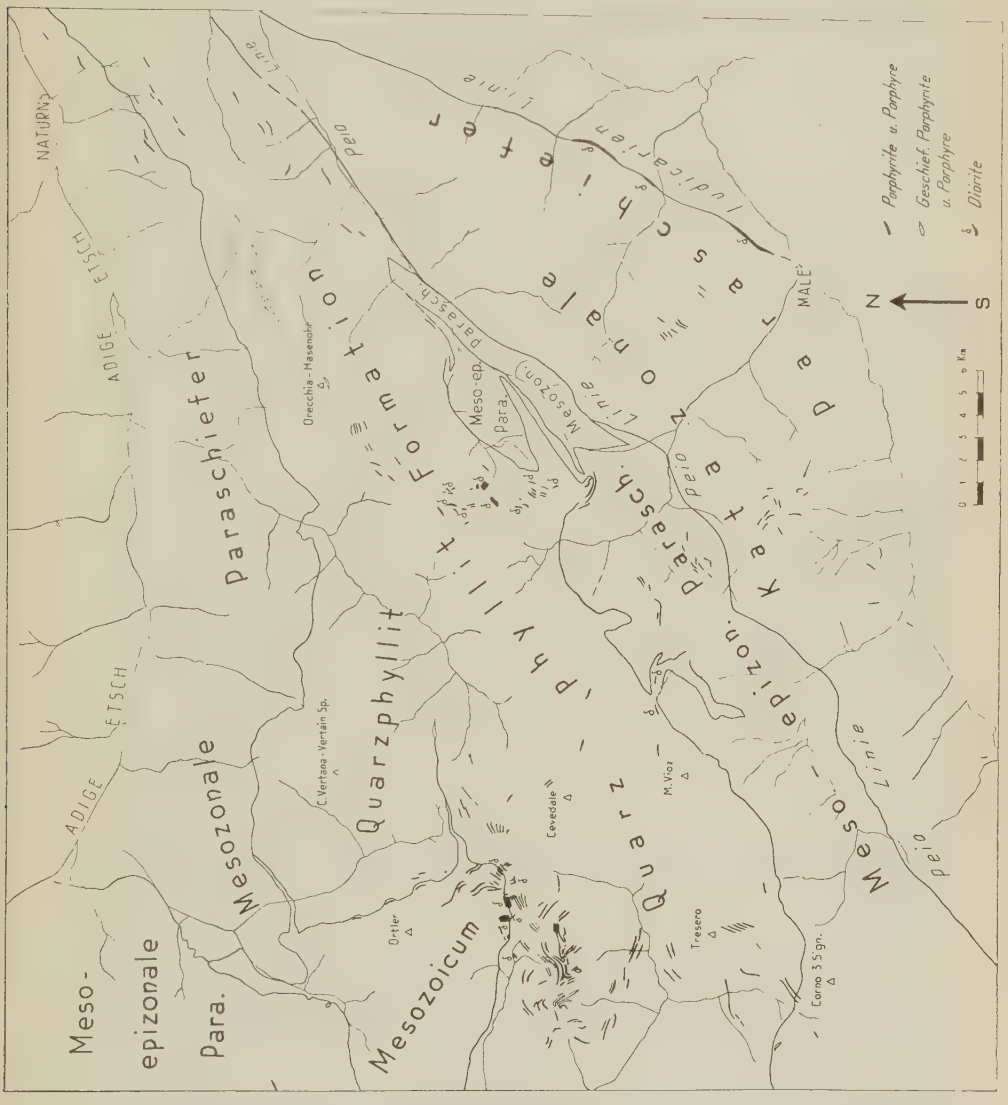


Abb. 1. Nichtmetamorphe magmatische Gänge und Apophysen in den Formationen der Ortlergruppe *(Andreatta)*.

Diese rezenten, nicht metamorphen Eruptivgesteine durchtränken buchstäblich in Form von Apophysen und häufigen Gängen, wie aus

Abb. 1 ersichtlich ist, die Formationen der Ortlergruppe. Dabei handelt es sich meistens um zur Schieferung der metamorphen Gesteine konkordant verlaufende Gänge.

Die Ganggesteine der Ortlergruppe sind schon seit langer Zeit erkannt worden. Ohne auf die gelegentlichen Anführungen größerer geologischer Werke, die unter anderem auch die Ortlergruppe betreffen, einzugehen, möchte ich hier die speziellen Werke *Staches* (Lit. 9) und *Stache-John* (Lit. 10) der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts sowie die zu Beginn des 20. Jahrhunderts erschienenen Arbeiten *Hammers* (Lit. 11 und 3) erwähnen. *Stache* und *Hammer* beschränken sich jedoch auf das Studium einiger Diorite und Porphyrite der Ortlergruppe. *Hammer* selbst, trotz seiner Gewissenhaftigkeit und Genauigkeit, entgingen sehr viele Einlagerungen, die ich während meiner feldgeologischen Aufnahmen feststellen konnte. Damit möchte ich nicht behaupten, sämtliche nichtmetamorphe Eruptivgänge der Ortlergruppe gefunden zu haben, denn es besteht ja die Tatsache, daß geologische Aufnahmen nie definitiven Charakter haben.

Das von mir in der Ortlergruppe aufgesammelte Material nicht metamorpher Eruptivgesteine ist wirklich reichlich. Es wurde teilweise zur petrographischen und mikroskopischen Analyse einigen meiner Schüler anvertraut: *Minguzzi* (Lit. 12), *Tomasi* (Lit. 13), *Tomba* (Lit. 14); ihre Ergebnisse wurden in den Jahren 1940 bis 1950 veröffentlicht. Weitere Untersuchungen wurden von *Guandalini, Zuccherini, Giordani* und von mir durchgeführt, jedoch die diesbezüglichen Ergebnisse wurden bis jetzt nicht veröffentlicht. Weitere Studien sind im Gange. Im Jahre 1941 wurde von mir eine Arbeit veröffentlicht, in der ich außer einer kurzen Angabe des beabsichtigten Studienprogrammes, welches im Mineralogisch-petrographischen Institut von Bologna zur Durchführung gelangen sollte, auch ein Verzeichnis und eine kurze Beschreibung der damals bekannten und wichtigsten Gruppen porphyritischer und dioritischer Einlagerungen gab (Lit. 15).

Während der folgenden 10 Jahre gelang es mir, weiter viele Eruptivgesteinsgänge aufzufinden, so ganz besonders in der Formation katazonaler Schiefer des Val di Sole und seiner nördlichen Seitentäler sowie im Phyllitkomplex der Gruppe M. Confinale— Cima Manzina—Cime del Forno.

Hier möchte ich jetzt kurz die verschiedenen, syntektonischen und posttektonischen Eruptivgesteinstypen in den Formationen der Ortlergruppe anführen.

Vor allem ist es notwendig, genau zu definieren, was ich unter syntektonischen und posttektonischen magmatischen Erscheinungen

verstehe. Den posttektonischen Erscheinungen schreibe ich natürlich alle jene Gesteine zu, die keine Spur einer tektonischen Bewegungen zuzuschreibenden Deformation aufweisen; im besonderen sind ganz sicher posttektonisch (somit postorogenetisch) jene Apophysen und jene Gänge, die ungestört Falten oder jede sonstige Dislokation alpidischen Alters durchqueren.

Syntektonisch sind hingegen Apophysen und Gänge, die auffällige Beweise von Bewegungen alpidischen Alters erkennen lassen. Hiebei sei bemerkt, daß derartige Gesteine in eine tektonische Bewegung einer beliebigen der alpidischen Orogenese zugehörigen Phase verwickelt sein konnten. Im Rahmen der durchführbaren Beobachtungen im Felde und der Gesteine wurde diese Möglichkeit berücksichtigt. So z. B. erscheinen die weit ausgedehnten quarzdioritischen Apophysen, längs der großen Überschiebung der Judikarienlinie, die die mesozoischen Sedimente des südalpinen Komplexes von den kristallinen Schiefern der Ortlergruppe trennt, merklich mylonitisiert und teilweise dermaßen geschiefert, nach meiner Meinung genau so, wie es bei jenen Sedimenten selbst zutrifft. Diese Diorite beweisen daher eine Deformation alpidischen Alters und mußten während oder sogar bereits vor den orogenetischen, alpidischen Bewegungen injiziert worden sein. Nachdem es sich aber um Gesteine handelt, die längs einer wichtigen Überschiebungsfläche anstehen, besteht die Möglichkeit, diese Deformationen auch den jüngeren tektonischen Bewegungen längs der Überschiebungsfläche zuzuschreiben; in diesem Fall aber muß man annehmen, daß die Sedimente der südalpinen Platte ebenso nur die Spuren unter dem Einfluß solcher späteren Bewegungen stehender Mylonitisierungen zeigen.

Auch andere Gänge, dieses Mal mylonitisierte und geschieferte Porphyrite, die in Gebieten frei von wichtigen Überschiebungsflächen und in der Nähe anderer nicht deformierter Eruptivgänge vorkommen, können einen dem der älteren umgebenden Gesteine gleichkommenden Grad von Mylonitisierung sowie Schieferung aufweisen. In solchen Fällen, wie es zum Beispiel bei einigen Gängen des M. Confinale (oberhalb S. Caterina di Valfurva) zutrifft, übten die Bewegungen der alpidischen Orogenese, wenn auch nicht voll, jedoch größtenteils ihre Wirkung aus. So geschieferte Porphyrite sind daher als syntektonisch, im Sinne, daß das betreffende Magma bereits in den ersten Phasen der alpidischen Orogenese injiziert wurde, zu betrachten. Es ist auch nicht auszuschließen, daß solche von mir als syntektonisch definierte Eruptivgesteine auch teilweise prätektonischen Injektionen zuzuschreiben seien.

Verteilung und Typen der Eruptivgesteine syntektonischer und posttektonischer Injektionen in den Formationen der Ortlergruppe.

Von der großen Überschiebung der Judikarienlinie zwischen Südalpin- und Ortlerkristallin, also von SO nach NW gehend, finden wir folgende Eruptivgesteinsgruppen:

1. *Quarzdiorite der Grenze Südalpin-Kristallin.* Das Vorhandensein dieser Gesteine wurde anfänglich von *G. Dal Piaz* (Lit. 16) festgestellt, der einige Vorkommen längs der Gräben der von der Judikarienlinie durchschnittenen kleinen Täler beobachtete. Später bemerkte *Schmidegg* (Lit. 8), daß die am nördlichsten gefundenen Vorkommen zusammenhängen und somit in dem Gebiete des M. Pin eine ausgedehnte Dioritplatte innerhalb der großen Überschiebungsfläche bilden. Meinerseits konnte ich eine weitere, ähnliche, stark nach Nordwest geneigte Platte, die nordöstlich von Malè in einer Länge von 2 km zu Tage tritt (Lit. 15), beobachten.

Wie ich bereits früher erwähnt habe, erscheinen die Dioritplatten stark mylonitisiert und teilweise deutlich geschiefert; ähnliche, mechanische Wirkungen von gleichem Ausmaß kann man auch in den Sedimentgesteinen längs der Judikarienlinie beobachten. Es scheint, daß die Sedimentgesteine keine kontaktmetamorphen Erscheinungen aufweisen, während solche Wirkungen in den katazonalen kristallinen Schiefern nordwestlich der Judikarienlinie vorhanden sind. Alle diese Gesteine werden gegenwärtig im Mineralogisch-petrographischen Institut von Bologna untersucht.

Die Injektion des quarzdioritischen Magmas erfolgte vor einer starken Bewegung, die zur gegenseitigen Verschiebung längs der Judikarienlinie beider Komplexe führte: Kristalline Schiefer und Diorite einerseits und Sedimentgesteine anderseits. Es handelt sich somit hier, der alpidischen Orogenese gegenüber, um syntektonische Injektionen.

2. *Lamprophyrische Porphyrite der katazonalen Schiefer.* Diese typischen Eruptivgesteine sind in der Ortlergruppe einzig für diesen Schieferstreifen charakteristisch; sie sind ähnlich jedoch nicht analog den Diabasen des Ötztaler Kristallins und der Silvrettagruppe. Teilweise wurden dieselben, bevor ich mit den Aufnahmearbeiten der südlichen Anteile der Ortlergruppe begann, durch *Schmidegg* (Lit. 8) beobachtet und als Diabase gedeutet. Nachfolgend fand ich, sowie *Malaroda* (Lit. 17) in der Tonalegruppe, neue Gänge.

Die Gänge haben geringe Mächtigkeit, meist von wenigen Dezimetern, und verlaufen konkordant, manchmal auch diskordant mit der Schieferung. Es handelt sich um feinkörnige Gesteine porphyrisch-holokristalliner Struktur mit lamprophyrisch-porphyri-

tischem Charakter. Ihre petrographisch-chemische Beschreibung wird demnächst Gegenstand einer Publikation sein. Ich möchte hier nur noch hinzufügen, daß diese lamprophyrischen Gesteine reichlich viele Einschlüsse verschiedenster Größe von katazonalen Paragneisen, Amphiboliten und sogar Oliviniten aufweisen. Die feldgeologischen Beobachtungen und die Untersuchungen zahlreicher Dünnschliffe verschiedener Gebiete (Le Mandrie-Gruppe, Gebiet der Cima Bassetta, Lago Monte, Lago Valletta) lassen keine Anzeichen postkristalliner Bewegungen in diesen lamprophyrischen Gesteinen erkennen. Hingegen kann man starke postkristalline Verformungen an den katazonalen Schiefereinschlüssen beobachten. Typus und Stärke der Deformationen solcher Einschlüsse sind jenem der Deformationen in den katazonalen Schiefern der alpidischen Orogenese gleich.

Diese Tatsachen könnten zur Annahme führen, daß das lamprophyrisch differentierte Magma nach den letzten tektonischen Bewegungen der alpidischen Orogenese injiziert wurde. *Bearth* (Lit. 18) deutet die Diabase der Silvretta als posthercynische und präalpine Injektionen. Die von *Schmidegg* in einigen dieser Gesteine beobachteten Spuren postkristalliner Bewegungen und deren Zuteilung zu den Diabasen könnte eine Parallelstellung der Ortlergesteine mit den Diabasen der Silvretta rechtfertigen. Allerdings habe ich keine Gründe, die Ergebnisse *Schmideggs* zu übernehmen.

Also sind die lamprophyrischen Ganggesteine der katazonalen Formation der Ortlergruppe, nach dem heutigen Stande meiner Untersuchungen, posttektonischen Injektionen zuzuschreiben.

3. *Porphyrite der meso-epizonalen Formation der südlichen Ortlergruppe.* Die vielen Vorkommen dieser Gesteine, ausgenommen einen von *Hammer* am Monte Villar entdeckten Gang, wurden von mir gefunden. Es handelt sich um ungefähr 20 Gänge, die fast alle Konkordanz mit der Schieferung zeigen und eine Mächtigkeit von einigen Dezimetern bis zu wenigen Metern besitzen. Sie treten in folgenden Gebieten auf: Zone des M. Gavia, Bergrücken des M. Vilar —M. Sole, südöstlicher Graben des Piz Cavaion und Gebiet des Sassforà. Unter den oben genannten Gängen besitzen einige große Ausdehnung, so z. B. jener tiefere nordöstlich der Cima Verdignana (beschrieben in Lit. 15), der in einer Länge von 1,5 km verfolgbar ist.

Mit Ausnahme der Gänge des M. Gavia treten sämtliche Porphyritgänge dieses Paraschieferstreifens in Form von Lagergängen auf und sind im Rabbital vollständig konkordant mit den subhorizontalen s-Flächen. Im höheren Teil des Gaviatales sind außerdem zwei Porphyritgänge vorhanden, die aus der Quarzphyllit-Formation in jene der injizierten, meso-epizonalen Paraschiefer eintreten.

In den meisten Fällen stellen die Gesteine dieser Gänge Dioritporphyrite dar, deren Chemismus von granodioritischen- und vielleicht auch quarzmonzonitischen- bis zu basischdioritischen und gabbrodioritischen Typen wechseln kann. Auch die Strukturen sind verschieden: Meistens porphyrisch mit Plagioklas und Amphibol als Einsprenglingen. Selten findet man feinkörnige Typen mit Fluidaltextur.

Einige Gänge des Rabbitales haben durch hydrothermale Vorgänge eine tiefe Veränderung erfahren, indem die Amphibole und andere femische Minerale vollständig chloritisiert und die Feldspäte serizitisiert wurden. Die hydrothermalen Vorgänge in einem dieser Gänge in den höheren südöstlichen Hängen des Piz Cavaion waren so heftig, daß das Gestein äußerst zerreibbar und öfters auch erdig umgewandelt erscheint (Lit. 15).

Ich nehme an, daß wenigstens die hydrothermal am stärksten umgewandelten Porphyrite etwas älter als die letzten tektonischen Vorgänge sind. Dieser ausgedehnte hydrothermale Vorgang, der an vielen Gesteinen der südlichen Ortlergruppe zu beobachten ist, wurde von mir, wie ich 1935 (Lit. 7) beschrieben habe, einer fünften spätalpinen Phase zugeschrieben. Dies auf Grund von Vergleichsbeobachtungen vieler Gesteinstypen des in Betracht gezogenen Gebietes.

Besondere Erwähnung bedarf einer der beiden Porphyritgänge, die ich am M. Gavia gefunden habe, und zwar genauer jener Gang, der am Nordabhang dieses Berges (Costa di Gavia) auftritt. Es handelt sich um einen Amphibol-Plagioklas-Porphyrit mit porphyrischer Struktur; der Textur nach erscheint er an den Salbändern deutlich geschiefert, im Inneren des Ganges dagegen fast massig. Die geschieferten Salbänder zeigen unter dem Mikroskop eine richtige Schieferung mit höher epizonaler Metamorphose; das heißt, daß eindeutige Spuren rekristallisierten Quarzes, eine vollständige Verglimmerung der Feldspäte und eine vollständige oder fast vollständige Chloritisierung der Amphibole zu beobachten sind.

Der Gang tritt weit entfernt von etwaigen wichtigeren Überschiebungszonen auf. Nördlich des Ganges, am selben Gebirgsrücken der Costa di Gavia, zeigen die meso-epizonalen Paraschiefer Übergänge und Wechsellagerungen mit den Quarzphylliten. Nach meinen derzeit noch nicht veröffentlichten Untersuchungen (Lit. 19) sind diese Wechsellagerungen, die auch in der Val della Mare zu beobachten sind, als epitektonisch aufzufassen, mit stärkerer Betonung der Metamorphose längs gewisser Streifen. Tatsächlich hat eine epizonale Metamorphose sowohl die Quarzphyllitformation als auch die meso-epizonalen Paraschiefer betroffen, stärker die erstere und in schwächerer Form die letzteren.

Der in den geschieferten Anteilen des Porphyrits der Costa di Gavia beobachtbare epitektonische Metamorphismus ist nach meiner Meinung weniger intensiv als jener derselben Zone in den Phylliten. Deshalb glaube ich mit Sicherheit schließen zu können, daß das entsprechende Magma während oder vielleicht vor den Bewegungen der alpidischen Orogenese injiziert wurde.

Obwohl einige der Porphyrite des Rabbitales sehr nahe der wichtigen Überschiebungsfläche der Peiolinie liegen, zeigen sie doch keine postkristalline Deformation und sind deshalb posttektonisch injiziert. Die hydrothermal veränderten Porphyrite kann man nach meiner Meinung doch mit Vorbehalt auf spätere syntektonische Injektionen zurückführen.

4. *Diorite, Porphyrite, Porphyre und Lamprophyre der Quarzphyllitformation.* Die Hauptzahl der Apophysen eruptiver Gesteine befindet sich innerhalb des ausgedehnten Quarzphyllitstreifens, ungefähr drei Viertel sämtlicher Vorkommen der Ortlergruppe. Die von *Stache* und *John* (Lit. 10) untersuchten Eruptivgesteine gehören dieser Gruppe an; die Autoren führten aber ihre petrographischen Untersuchungen größtenteils an Handstücken aus, die aus erratischen Geschieben des Suldentales, Val Zebrù, Martelltal und Val della Mare stammten. Auf Grund einer geologisch unvollkommenen Untersuchung glauben *Stache* und *John* diesen Gesteinen paläozoisches Alter zuschreiben zu können. Sie wurden als Paläophyrite und teilweise mit anderen Namen, die heute noch in der Literatur gebräuchlich sind, z. B. als Ortlerite und Suldenite, bezeichnet. Aus der Beschreibung dieser Autoren sowie aus der dem ersten Teil ihrer Arbeit beigelegten Karte glaube ich entnehmen zu können, daß die beiden Autoren wenig mehr als zehn unter den 260 von mir in der ganzen Ortlergruppe gefundenen Aufschlüssen kannten.

Einige Diorite und Porphyrite aus dem Ultental wurden später von *Hammer* (Lit. 11) untersucht. Von mir im Ultental aufgesammeltes Material (Lit. 15) wurde von *Minguzzi* (Lit. 12) und *Tomba* (Lit. 14) bearbeitet.

Alle *Diorite* der Ortlergruppe, mit Ausnahme jener der Judikarienlinie und des Miniera di Zebrù, treten innerhalb der Quarzphyllitformation auf. Es sind 35, teilweise zusammenhängende und in drei Gruppen verteilte Vorkommen: Ein Streifen von Aufschlüssen längs der Zebrùlinie, der vom oberen Zebrùtal bis zum Königsjoch verläuft; zwei Aufschlüsse in der oberen Val della Mare um die Malga Mare herum; ein Schwarm von Vorkommen im oberen Ultental, zwischen Collecchio-Gleck und der Giovaretto-Zufrittspitze.

Das Gestein ist ein mehr oder weniger quarzhältiger, mittelkörnig bis grobkörniger Diorit mit meist körniger, gelegentlich auch porphyrisch-holokristalliner Struktur. Die Typen mit deutlichster porphyrischer Struktur stellen Übergangstypen zwischen den eigentlichen Dioriten und den Diorit-Porphyriten dar. Letzten Endes gibt es auch Typen, die den Übergang zu Mikrograniten und aplitischen Typen bilden.

Die Form der Vorkommen dieser Gesteine mit intrusivem Charakter ist jene kleiner Massen oder Gänge, konkordant oder diskordant mit der Schieferung. An den Kontaktstellen zeigen die Quarzphyllite oft starke Kontaktmetamorphose und sind injiziert mit einem dichten Gitterwerk mikrogranitischer und aplitischer Adern.

Auch in den in der Nähe wichtiger tektonischer Störungslinien anstehenden Gesteinen fehlen Spuren postkristalliner Deformationen z. B. längs der Zebrùlinie; ebenso fehlen solche Verformungen in den kontaktmetamorphen Gesteinen, sei es des Phyllitkomplexes, sei es des mesozoischen Ortlerkomplexes, der längs der Zebrùlinie in Kontakt mit den Phylliten steht.

Sämtliche dioritischen Injektionen (im weiteren Sinne) sind nach den bis heute durchgeführten Untersuchungen als posttektonisch zu betrachten. Ein Vorkommen neben der Baita del Pastore im oberen Zebrùtal wurde hydrothermal stark beeinflußt.

Die *Porphyrite* bilden fast immer mit der Schieferung konkordante Gänge. Einige von ihnen sind sehr ausgedehnt; in der Gruppe des M. Confinale-Cime del Forno und auf dem Sass Forà im Rabbitale bilden einige Porphyrite Lagergänge, die auf lange Strecken hindurch über steile Grate und Gletschereinsenkungen verfolgbar sind. Die Hauptverbreitungsgebiete dieser Porphyritgänge sind folgende: Gruppe des M. Confinale—Cime del Forno—Gaviatal und Gruppe des Pizzo Tresero—Sforcellina, Cevedale—Madritschgebiet, linke Gebirgskette des Ultentales und andere, die auf Abb. 1 sichtbar sind.

Es handelt sich um Gesteine mit holokristallin-porphyrischer Struktur, deren Phenokristalle teilweise beträchtliche Größe erreichen können, mit verschiedenem Chemismus, der um den dioritischen und monzonitischen schwankt. Einige Porphyrite enthalten Einschlüsse von Phylliten und Dioriten und bezeugen somit, daß ein Teil von ihnen sicherlich einer jüngeren Injektion als jener der Diorite angehört und somit posttektonisch ist.

Der größte Teil der Porphyrite zeigt keine postkristallinen Deformationen. In der Gruppe des M. Confinale—Cime del Forno aber konnte ich ein paar deutlich geschieferte, epimetamorphe Porphyritgänge beobachten. Einer dieser Gänge, am südlichen Abhang der ersten Fornospitze, befindet sich in gleichmäßig epitektonisch-meta-

morphen Phylliten, wenig von einem ungestörten Gang entfernt. In diesem Gebiet konnte ich innerhalb kompakten Porphyrits auch große geschieferte Porphyrit-Einschlüsse beobachten, während seinerseits der kompakte Porphyrit in den geschieferten eingedrungen ist.

Nach meiner Meinung besteht kein Zweifel, daß sich im Phyllitkomplex einige Porphyrite syntektonischer und vielleicht auch prätektonischer Injektion befinden, während der Großteil dieser Gesteine nach den tektonischen Bewegungen injiziert wurde.

Porphyre wurden von mir bis jetzt nur am M. Coufinale und längs der Kette M. Marco (Hohe Marchegg)—Laghi del Covolo (Kofelraster Seen) gefunden. Diese bilden mit der Schieferung der Phyllite konkordante Gänge und weisen immer eine deutliche Schieferung auf. Ihr Chemismus ist von verschiedener Art, um den granitischen herum (Lit. 14); nach ihrer porphyrischen Struktur mit durch Resorption gerundeten Quarzeinsprenglingen könnte man sie als Quarzporphyre deuten.

Die Paralleltextur dieser Porphyre ist teils auf eine wirkliche Fluidaltextur und teils auf einen Epimetamorphismus mit teilweiser Rekristallisation des Quarzes der Grundmasse zurückzuführen.

Ich nehme an, daß die magmatischen Injektionen, die zur Bildung dieser Gesteine führten, syntektonisch waren.

Als *Lamprophyr* wurde nur ein einziger ungeschieferter Gang erkannt (Lit. 11, 12).

5. *Diorite und Porphyrite im Ortlermesozoikum.* Diese befinden sich in den randlichen Partien des südöstlichen Lappens der mesozoischen Platte (siehe Abb. 1).

Die *Diorite* häufen sich am südlichen Rand, teilweise längs der Überschiebungsfläche injiziert, die das Mesozoikum von den Phylliten trennt, und zwar längs der Zebrùlinie, und teilweise in der Dolomitmasse, die nicht weit von dieser Linie entfernt ist. Sie zeigen keine Spuren von Schieferung oder von epitektonischer Metamorphose und durchqueren ungestört die Schichtung und sogar die Falten der mesozoischen Gesteine.

Sehr interessant sind die kontaktmetamorphen Erscheinungen in den Dolomitgesteinen, die zur Bildung vieler Kontaktminerale, wie z. B. Fassait, Granat, Periklas und Xantophyllit, geführt haben, die teilweise von meinem Schüler *Tomasi* (Lit. 13, 20) untersucht wurden. Ebenfalls interessant erscheinen die Vererzungen (vorherrschend Magnetit), die auch zu Abbauversuchen geführt haben (Bergwerk von Zebrù und Schürfungen am Königsjoch—Passo della Bottiglia).

In den Gesteinen des Königsjoches konnte *Tomasi* (Lit. 13) zwei magmatische Phasen unterscheiden, eine mit dioritischem und eine jüngere mit granitischem Chemismus.

Meine Untersuchungen ergaben übereinstimmend, daß die dioritischen Injektionen stets posttektonisch sind.

Die *Porphyrite* finden sich in Form von Gängen in den mächtigen Süd- und Nordost-Wänden der Gran Zebrù-Königsspitze und in den östlichen Wänden des M. Zebrù und Ortler. Die Gänge der Königsspitze sind von beträchtlichen Kontakthöfen begleitet, in denen reichlich Hornfelse und die bereits früher genannten Mineralien vorkommen. Es handelt sich um Diorit-Porphyrite.

Einige Gänge liegen konkordant mit der Schichtung der mesozoischen Gesteine, der Großteil davon ist jedoch diskordant. Die gegenüber der Faltung der mesozoischen Gesteine jüngere Injektion ist durch die an der Basis der mächtigen Nord-Wand der Königsspitze anstehenden Gänge bewiesen; diese Gänge durchqueren die Dolomitfalten. Die mikroskopische Analyse der Porphyrite und ihrer Kontaktprodukte beweist das Nichtvorhandensein nachkristalliner Bewegungen. Auch für die Porphyrite führen sämtliche Beobachtungen zur Annahme einer posttektonischen Injektion.

Charakteristisch ist das Fehlen eruptiver Vorgänge im westlichen und nördlichen Abschnitt der mesozoischen Platte, besonders an ihren nördlichen Rändern, wo die Platte unter das Kristallin der Stilfser Joch—Ciavalatsch-Kette untertaucht.

6. *Porphyrite im meso-epizonalen Kristallin des Stilfser Joch—Ciavalatsch-Kammes.* In dem von mir aufgenommenen italienischen Anteil der Kette habe ich keine Vorkommen eruptiver Gesteine gefunden. *Spitz* und *Dyhrenfurth* (Lit. 21) erwähnen einen Porphyrit der Val Costainas.

7. *Porphyrite und Porphyre der mesozonalen Formation.* In diesem Paraschieferkomplex befinden sich Eruptivgänge nur im östlichsten Teil des Bergrückens, der das Vintschgau vom Ultental trennt. Die Porphyrite und Porphyre des Tablandtales und des Gebietsstreifens östlich davon bis nach Töll wurden bereits erwähnt und teilweise von *Hammer* beschrieben (Lit. 11). Über schiefrige Textur dieser Gesteine gibt er keine Angabe.

Auch meine an Ort und Stelle durchgeführten Beobachtungen ergaben nur nichtdeformierte Ganggesteine ohne tektonische Epimetamorphosen. Die Gesteine einiger Gänge hingegen zeigen tiefe hydrothermale Veränderungen.

Nach dem heutigen Stand meiner Untersuchungsergebnisse glaube ich feststellen zu können, daß die magmatischen Injektionen in der Formation der mesozonalen Paraschiefer im allgemeinen posttektonisch sind. Manche Injektion ist vielleicht spätsyntektonisch aufzufassen.

Gangartige magmatische Erscheinungen in umliegenden Gebieten.

Nach dieser zusammenfassenden Übersicht über die in der Ortlergruppe bewiesenen magmatischen Erscheinungen in wenig und überhaupt nicht metamorphen Gesteinsserien halte ich es für nützlich, daran zu erinnern, daß sich ähnliche Schwärme magmatischer Injektionen in den nordwestlichen, nördlichen und nordöstlichen der Ortlergruppe benachbarten kristallinen Gebieten finden. So sind mehr oder weniger häufig gangartige Injektionen in den Öztaler Alpen, in den Stubaier Alpen, im Kristallin des unteren Engadins und in der Silvretta-Gruppe vorhanden. Unter diesen Gesteinen befinden sich geschieferte, schieferige, epimetamorphe und kompakte, nicht deformierte Typen.

Im Schlandrauntal nördlich der Ortlergruppe konnte ich einen deutlich geschieferten und teilweise rekristallisierten Porphyrit beobachten. Bemerkenswert ist die Entdeckung eines geschieferten Porphyrits neben mehreren, nicht deformierten Porphyritgängen in den südwestlichen Vorsprüngen des Capro-Botze in der Gruppe der Sonklar-Spitze (siehe auch *Schmideggs* Karte, Lit. 23).

Auch in diesem Gebiet gibt es keine Überschiebungsfläche.

Zu behaupten, daß eine epitektonische Metamorphose nur einen einzigen, dafür günstig gelegenen Porphyritgang betroffen hat, ist unmöglich. Es besteht keine andere Erklärung, als eine andere Injektionszeit anzunehmen.

Bearth (Lit. 18) nimmt an, daß sämtliche Diabase der Silvrettagruppe präalpinen Injektionen angehören, wenige von ihnen sind aber geschiefert.

Dieses gleichzeitige Bestehen geschieferter und nicht geschieferter Ganggesteine kann man in den Ötztaler Alpen (*Schmidegg,* Lit. 22), in der Elferspitzgruppe, in der Zone von Nauders usw. beobachten.

Schlußfolgerungen und Betrachtungen über alpinen Magmatismus.

Betreffs der jüngeren magmatischen Erscheinungen in der Ortlergruppe konnte ich auf Grund meiner Untersuchungen folgendes feststellen:

1. Magmatische Injektionen haben in den verschiedenen Formationen der ganzen Ortlergruppe stattgefunden, nicht nur längs eines Streifens in Form eines mehr oder weniger breiten Hofes um die bekannten Intrusionsmassen wie: Adamello—Presanella im Süden, Kreuzberg—Iffinger—Brixen im Osten und Nordosten, Intrusionen des oberen Veltlin und Bernina im Westen.

2. Die Ganggesteine und die dioritischen Apophysen der Ortlergruppe beweisen ihre Herkunft aus in verschiedenen und aufeinanderfolgenden Zeiten injizierten Magmen; hiebei sei bemerkt, daß ich mich auf gesonderte magmatische Zyklen beziehe, nicht auf einander folgende Phasen eines gleichen Zyklus. Das bereits früher Gesagte zusammenfassend, glaube ich folgende magmatische Zyklen und Phasen unterscheiden zu können:

a) *frühzeitige, syntektonische Injektionen,* teilweise vielleicht auch prätektonische, daher präalpine, dargestellt durch die Porphyrite der meso-epizonalen Schiefer und der Quarzphyllite, und Quarzporphyre der phyllitischen Formation;

b) *späte, syntektonische Injektionen,* die zur Bildung stark hydrothermal umgewandelter, in sämtlichen Formationen vorhandener Porphyrite, und der Diorite der Judikarienlinie geführt haben;

c) *posttektonische Ganginjektionen und Intrusionsapophysen,* die in sämtlichen Formationen die häufigsten sind und für die man eine Bildung innerhalb eines magmatischen Zyklus aus folgenden Phasen annehmen kann:

I. Diorite,
II. Mikrogranite und Aplite,
III. Porphyrite.

Was die präalpinen, sauren und intermediären, magmatischen Erscheinungen betrifft, will ich nur hinzufügen, daß ich in der Ortlergruppe mindestens drei Orthogneistypen verschiedenen Alters unterscheiden kann. Dieses Argument ist viel zu kompliziert, um es hier behandeln zu können; außerdem sind noch weitere Untersuchungen nötig, bevor ein Ergebnis von allgemeinem Wert ausgesprochen werden kann.

Trotzdem will ich erinnern, daß ich bis heute prähercynische, hercynische und posthercynische, aber einwandfrei präalpidische, magmatische Zyklen mit allgemein saurem Chemismus unterscheiden konnte. Außerdem habe ich bewiesen, daß in den metamorphen Formationen Beweise verschiedener Granitisationsphasen vorhanden sind (Lit. 2, 9).

Letzten Endes kann ich behaupten, daß in den schiefrigen und sedimentären Formationen der Ortlergruppe viele Zyklen magmatischer Tätigkeit sich abspielten; mit Wahrscheinlichkeit mindestens sechs unterscheidbare Zyklen, von ihnen drei alpidischen und postalpidischen Alters, mit saurem bis intermediärem Chemismus.

Bereits im Jahre 1942, und zwar auf Grund der bis damals durchgeführten Untersuchungen, legte ich (Lit. 24) die Feststellung der Vielfältigkeit der magmatischen Erscheinungen in der Ortlergruppe

und ihrer Nachbargebiete dar. Weitere zehnjährige Untersuchungen brachten in noch augenscheinlicherer Weise den Beweis dieser Vielfältigkeit.

Auch die von mir im Jahre 1942 gegebene Erklärung dieser Erscheinung wurde durch die späteren Untersuchungen bestätigt.

Die Vielfältigkeit der magmatischen Erscheinungen ist auf solche Umschmelzungen oder Mobilisierungen, die eine richtige magmatische Verjüngung darstellen, zurückzuführen. Nach meiner Meinung muß man diese Verjüngung auch für viele eruptive Erscheinungen für den größten Teil der Alpen annehmen, und zwar auch für die großen Plutone , die nichts anderes als in Form von Apophysen ausgebildete Teilerscheinungen eines bedeutend größeren Vorganges sind.

Mit anderen Worten ausgedrückt nehme ich an, daß im Bereich des Orogens sprungweise durch Umschmelzungen oder durch eingehende Mobilisierung bedingte magmatische Verjüngungen sich zeigen, und zwar für die Ortlergruppe und ihre Nachbargebiete in besonderem durch direkte Ableitung, für die Alpen im allgemeinen durch Ausdehnung.

Die anatektische Entstehung der Mehrheit der magmatischen Massen mit granitischer bis dioritischer Zusammensetzung wurde von mir schon seit dem Jahre 1946 bewiesen und aufrecht erhalten (Lit. 25). In derselben Arbeit beweise ich, daß die erste eutektische Flüssigkeit, die man durch Einschmelzung verschiedener Gesteine der sialischen Lithosphäre erhält, auf Grund heutiger Kenntnisse über zweistoffliche und dreistoffliche Systeme, folgenden Bedingungen gehorchen muß:

a) sie muß infolge Einschmelzung sandiger und toniger Gesteine und ihrer metamorphen Produkte ungefähr granitische Zusammensetzung besitzen;

b) sie muß bei Einschmelzung von Graniten und gleichwertigen metamorphen Gliedern granitisch bis quarzdioritische Zusammensetzung besitzen.

Im Jahre 1942 nahm *Königsberger* (Lit. 26) an, daß seit dem Paläozoikum die in die sialische Erdkruste eingetretenen granitischen Magmen anatektische Entstehung gehabt haben.

Cornelius, der tüchtige, unermüdliche österreichische Alpengeologe, nahm in seinem in der Wiener Geologischen Gesellschaft gehaltenen Vortrage an, daß die Schwierigkeiten zur Erklärung des Vorhandenseins flüssiger granitischer Massen in der sialischen Erdkruste wegfallen, „wenn man die Geburtsstätte der sauren Magmen in dem Faltenwulst sieht" (Lit. 27, S. 564).

Ich glaube, daß Umschmelzungen und anatektische Erscheinungen im allgemeinen sich nicht in unmittelbarem Zusammenhang mit einer bestimmten orogenetischen Phase oder mit bestimmten Gebieten der Orogenese zeigen.

Nach meiner Meinung treten Umschmelzungen in irgendwelchem Zeitabschnitte und in irgendwelcher Lage der Erdkruste auf. Die Orogenese kann nichts anders, als flüssige Anteile aus einer teilweise oder vollständig geschmolzenen Masse ausquetschen; sie preßt während der komplizierten Verformungen der Orogenese solche flüssige Anteile nach mechanisch vorgegebenen Gebieten. Schließlich kann die Orogenese die Gelegenheit für den Aufstieg der palingenen Magmen längs Diskontinuitäts- oder Schwächungszonen der Gesteinshülle erzeugen.

Unter dieser Voraussetzung würde der enge Zusammenhang zwischen orogenetischen Vorgängen und magmatischen Erscheinungen vollständig geklärt sein. Dieser Zusammenhang wurde als Ausgangspunkt verschiedener Hypothesen über die Herkunft der Magmen benutzt. Aber nach meiner Meinung ist ein solcher Zusammenhang mehr örtlich als zeitlich. Die orogenen Gebiete würden die örtlichen Auswege eines mehr oder weniger ausgedehnten Magmatismus sein. Dieser Magmatismus ergibt sich nach unseren Beobachtungen deutlich überhaupt in den orogenen Zonen.

Zyklisch wiederholte Umschmelzungen und Stoffmobilisierungen scheiden natürlich die Ankunft primärer Magmen, besonders in den frühen Zeiten der komplizierten geologischen Geschichte der Formationen, nicht aus. Anderseits ist es nicht meine Absicht, mich hier in eine allgemeine Behandlung über die Beschaffenheit des Magmatismus, über die Ursachen, die ihn hervorrufen und seine Beziehungen zur Orogenese einzulassen. Es handelt sich um seit langer Zeit umstrittene und noch offene Argumente.

Eine Ursache wahrscheinlicher Umschmelzungen könnte die Entwicklung von Kernenergie in begrenzten Gebieten der Lithosphäre nach den von mir im Jahre 1946 (Lit. 25) aufgestellten Bedingungen sein. Entscheidende Beweise für diese mehr oder weniger durch die Wärmezufuhr aus Kernprozessen erzeugte Umschmelzungsrhythmik werden erst in weiter Zukunft gebracht werden können, wenn die Untersuchungen der alpinen Eruptivgesteine so weit fortgeschritten sein werden, daß es möglich sein wird, vollständige Bilder über den Chemismus und die Radioaktivität eruptiver Gesteinskomplexe, die verschiedenen, gesonderten eruptiven Zyklen zugehören, zu geben.

Für die Hilfe bei der Übersetzung danke ich dem Herrn Kollegen Prof. Dr. *Felix Machatschki* und meinem Assistenten Dr. *L. Ratschiller*.

Literatur.

1. *Andreatta, C.*, Foglio Monte Cevedale della Carta Geologica delle Tre Venezie 1 : 100.000. Firenze, 1951. — 2. *Andreatta, C.*, Polymetamorphose und Tektonik in der Ortlergruppe. Neues Jb. Mineral. Mh. 1952, 1, 13—28, Stuttgart, 1952. — 3. *Hammer, W.*, Mitteilungen über Studien in der Val Fulva und Val Zebrù bei Bormio (Veltlin). Verhandl. Geolog. Reichsanst., Wien, 1902. — Geologische Aufnahme des Blattes Bormio-Tonale. Jahrbuch geolog. Reichsanst. 55, Wien, 1905. — Vorläufige Mitteilung über die Neuaufnahme der Ortlergruppe. Verhandl. geol. Reichsanst. Wien, 1906. — Die Ortlergruppe und der Ciavalatschkamm. Jahrbuch geol. Reichsanst. 58, Wien, 1908. — *Hammer, W.*, und *G. B. Trener*, Blatt Bormio und Passo Tonale. Geologische Spezialkarte der Österreichisch-Ungarischen Monarchie. Wien, 1908. — 4. *Kappeler, U.*, Zur Geologie der Ortlergruppe und zur Stratigraphie der Ortlerzone zwischen Sulden und dem Engadin. Zürich, 1938. — 5. *Staub, R.*, Der Bau der Alpen. Beiträge zur geol. Karte d. Schweiz. N. F. 52, Bern, 1924. Geologische Probleme um die Gebirge zwischen Engadin und Ortler. Denkschr. d. Schw. Naturf. Ges. 72, Zürich, 1937. Betrachtungen über den Bau der Südalpen. Eclogae Geologicae Helvetiae, 42, 215—408, Basel, 1949. — 6. *Andreatta, C.*, La Linea di Peio nel massiccio dell'Ortler e le sue miloniti. Acta Geologica Alpina, 1, 1—63, Bologna, 1948. — 7. *Andreatta, C.*, La formazione gnessico-kinzigitica e le oliviniti di Val d'Ultimo (Alto Adige). Memorie Mus. Stor. Nat. Ven. Tridentina, 5, 87—245, Trento, 1936. — 8. *Schmidegg, O.*, Steilachsige Tektonik und Schlingenbau auf der Südseite der Tiroler Zentralalpen. Jahrbuch geol. Bundesanst., 86, 115—149, Wien, 1936. — 9. *Stache G.*, Über die alten andesitischen Eruptivgesteine des Ortlergebietes. Verhandl. geol. Reichsanst., Wien, 1876. — 10. *Stache, G.*, und *C. John*, Geologische und petrographische Beiträge zur Kenntnis der älteren Eruptiv- und Massengesteine der Mittel- und Ostalpen. II. Das Cevedale-Gebiet als Hauptdistrict älterer dioritischer Porphyrite (Palaeophyrite). Jahrb. geol. Reichsanst., 29, 317—404, Wien, 1879. — 11. *Hammer, W.*, Porphyrite und Diorit aus den Ultenthaler Alpen. Jahrbuch geol. Reichsanst., 53, 65—90, Wien, 1903. — 12. *Minguzzi, C.*, Ricerche petrografiche sopra alcuni lamprofiri, porfiriti e dioriti della Val d'Ultimo (Alto Adige). Studi Trent. di Scien. Nat., 21, Trento, 1940. — 13. *Tomasi, L.*, Studi petrografici dei filoni e contatti del Passo della Bottiglia (Gruppo dell'Ortler). Acta Geologica Alpina, 2, 1—52, Bologna, 1950. — 14. *Tomba, A. M.*, Studio petrografico sopra alcune porfiriti del versante sinistro della media Val d'Ultimo (Alto Adige). Periodico di Mineralogia, 16, 215—266, Roma, 1948. — 15. *Andreatta, C.*, Sulle rocce eruttive del gruppo Ortler-Cevedale. Accademia d'Italia, Rend. della clas. di Scien. Fis., Mat. e Nat., Roma, 1942. — 16. *Dal Piaz, G.*, Il confine alpino-dinarico dall'Adamello al massiccio del Monte Croce nell'Alto Adige. Atti Acc. Scient. Ven.-Trent.-Istr., Padova, 1926. — 17. *Malaroda, R.*, Su alcune porfiriti compresse nella serie del Tonale e, in particolare, su un filone di notevole significato geologico. Rend. Acc. Naz. Lincei; Clas. Scien. Fis., Mat. e Nat., VIII, 134—140, Roma, 1950. — 18. *Bearth, P.*, Die Diabasgänge der Silvretta. Schweiz. Min. Petr. Mitt., 12, 147—178; Zürich, 1932. — 19. *Andreatta, C.*, Studio petrografico, geologico e minerario della Val di Peio e della catena Vioz-Cevedale (noch nicht veröffentlicht). — 20. *Tomasi, L.*, Fassaite di Val di Solda e sua paragenesi. Studi Trentini di Sci. Nat., Trento, 1940. — 21. *Spitz, A.*, und *G. Dyhrenfurth*, Monographie der Engadiner Dolomiten zwischen Schuls, Scanfs und dem Stilfserjoch. Beiträge zur geol. Karte der Schweiz, 44, Bern, 1915. — 22. *Schmidegg, O.*, Neue Ergebnisse in den südlichen Ötztaler Alpen. Verhandl. geol. Bundesanst., Wien, 1933. — 23. *Schmidegg, O.*, und *W. Hammer*, Blatt Sölden und St. Leonhard. Geologische Spezialkarte der Republik Österreich, Wien, 1932. — 24. *An-*

dreatta, C., Successione nelle manifestazioni magmatiche nel massiccio Ortler-Cevedale. Studi Trent. Scien. Nat., Trento, 1942. — 25. *Andreatta, C.,* Energia nucleare e magmatismo. Scientia, 40, 77—83, Asso, 1946. — 26. *Königsberger, J.,* Über tektonische Metamorphose, Mineralvorkommen und Pegmatite im oberen Tessintal. Schweiz. min.-petr. Mitt., 22, 85—98, Zürich, 1942. — 27. *Cornelius, H. P.,* Die Herkunft der Magmen nach Stille vom Standpunkt der Alpengeologie. Sitz.-Ber. d. Öst. Ak. d. Wiss., mathem.-naturw. Kl., Abt. 1, 158, 543—570, Wien, 1949.

Aus dem Mineralogisch-Petrographischen Institut der Universität Graz.

Die Verteilung von Rechts- und Linksquarzen in Schriftgraniten.

Von

Haymo Heritsch.

Mit 9 Textabbildungen.

(Eingelangt am 1. Juli 1952.)

Inhalt: Die Quarzkörner von Schriftgraniten werden mit der optischen Methode auf ihr Drehvermögen hin untersucht. Messungsergebnisse von etwa 4000 Quarzkörnern werden vorgelegt. Die Verteilung von Rechts- und Linksquarzen ist in Bereichen von etwa 100 Körnern und mehr nicht statistisch.

In einer mit *P. Sonnleitner* gemeinsamen Mitteilung (1) wurde auf Untersuchungen über den Drehsinn der Quarze in Schriftgraniten hingewiesen. Die Messungen konnten an weiteren Schriftgraniten verfolgt werden, so daß nun ein statistisches Material über den Drehsinn von etwa 4000 Quarzen in Schriftgraniten an 14 Handstücken vorliegt.

Als *Methode* zur Bestimmung des Drehsinnes wurde ausschließlich die Feststellung des optischen Drehvermögens zur Anwendung gebracht. Der dabei eingeschlagene Weg ist kurz folgender. Von einem Schriftgranit wird ein an und für sich beliebig orientierter Dünnschliff hergestellt, jedoch ist nach den üblichen Verfahren die Orientierung dieses Schliffes zum Handstück festzuhalten. Mit dem U-Tisch kann nun einmal festgestellt werden, ob die optischen Achsen der Quarze ein gutes Maximum bilden, oder ob starke Streuungen oder auch mehrere Maxima auftreten (2). Ebenso ist natürlich auch die Orientierung des Quarzes zum Feldspat, das Verwachsungsgesetz, bestimmbar. Schriftgranite mit sehr stark streuenden Maxima oder mit mehreren Maxima können mit den weiterhin angewendeten Mitteln nicht behandelt werden und sind auszuscheiden. Es ist nun die Lage des scharfen Maximums der optischen Achsen der Quarze zum Schliff und dadurch auch zum Handstück bekannt. Es kann daher neuerdings ein Schliff durch den Schriftgranit senkrecht zu den optischen Achsen der Quarze gelegt werden. Dieser Schliff ist allerdings nicht als Dünnschliff auszuführen, sondern als Dickschliff, da ja das Drehvermögen des Quarzes in Achsenplatten erst von einer

gewissen Dicke an bemerkbar wird. Da nun die Quarze in den Schriftgraniten meist nicht wasserklar, sondern mehr oder minder getrübt sind, muß ein Kompromiß angestrebt werden: Wegen der Trübung sollte der Schliff möglichst dünn sein, wegen der Beobachtbarkeit des Drehvermögens möglichst dick. Auch die Stengel- (oder Platten-) Form der Quarze verlangt meistens einen möglichst dünnen Schliff, da die Längserstreckung der Stengel in der Regel schief zur optischen Achse verläuft, das heißt also bei Schliffen normal zur optischen Achse, die Quarzstengel schief zur Schliffnormale liegen und bei dünnen Stengeln sich die Ränder überlappen können.

Es zeigte sich, daß man noch bei Dicken von etwa 1.2 mm das Drehvermögen des Quarzes im Achsenbild des gewöhnlichen Polarisationsmikroskopes, das ausschließlich verwendet wurde, einwandfrei bestimmen kann. Bei Verwendung von weißem Licht und Drehung des Analysators ist dann die Farbenfolge im Zentrum des Achsenbildes noch gut zu erkennen. Schriftgranite, die infolge der Trübung der Quarze oder Überlappung der Stengel bei der genannten Dicke der Schliffe kein erkennbares Achsenbild geben, müssen ebenfalls ausgeschieden werden. Manchesmal ließ die Qualität des Quarzes auch wesentlich dickere Schliffe zu.

Es erwies sich als zweckmäßig, die fertigen Schliffe mit einem gewöhnlichen Projektionsapparat wie ein Diapositiv auf Zeichenpapier zu projizieren und abzuzeichnen. Es muß ja jedes einzelne Korn seiner Form nach genau bekannt sein, da es einzeln vermessen wird und im Mikroskop aufgesucht werden muß. Größere Körner muß man natürlich an mehreren Stellen vermessen.

Das Ergebnis der Untersuchungen ist in der Tab. 1 zusammengefaßt. Die Tabelle enthält den Fundpunkt, ferner die Angabe, ob und wieviel Parallelschliffe vermessen wurden. Die Parallelschliffe liegen wegen des unvermeidlichen Abfalles bei der Herstellung der Schliffe mindestens etwa 1 cm voneinander ab, in manchen Fällen sind sie auch noch weiter auseinander. Außerdem ist angegeben, wieviel Körner im Schliff ein, dem Drehsinn nach bestimmbares Achsenbild lieferten. Diese Zahl ist dann in die gefundenen Rechts- und Linksquarze aufgespalten. Eine weitere Angabe beinhaltet das Verwachsungsgesetz in der Bezeichnung der zusammenfassenden Darstellungen von *A. F. Fersmann* (3) bzw. *F. K. Drescher-Kaden* (2).

Zu den Angaben in der Tabelle ist im einzelnen noch einiges zu ergänzen, was dann im folgenden geschieht. Für die Abbildungen gilt, daß ein schwarz ausgefülltes Quarzkorn ein Rechtsindividuum und ein punktiertes Quarzkorn ein Linksindividuum bedeutet. Ein nur umrandetes Korn ließ kein Achsenbild erkennen, z. B. wegen zu stark abliegender Achse oder wegen zu starker Trübung.

Tabelle 1.

Fundpunkt	Parallel-schliff	Zahl der vermessenen Quarzkörner	Davon rechts	Davon links	Gesetz	Vermessung
Zwiesel I, Bayern	1	131	23	108	Rose	Heritsch
	2	176	26	150		..
Zwiesel II, Bayern	1	259	237	22	Rose	..
	2	293	266	27		..
Høgsjåen, Kragerö, Norwegen	1	122	23	99	Rose	..
	2	111	19	92		Sonnleitner
	3	68	11	57		..
	4	206	31	175		Heritsch
Fodspor, Evje, Setersdal, Norwegen	1	183	183	—	Woit-	..
	2	182	181	1	schach =	..
	3	46	46	—	+ D rechts	Sonnleitner
Hagafjeldgrube, Evje, Setersdal, Norwegen	1	16	16	—	Rose	Heritsch
Halvorsrød, Raade, Norwegen	1	55	55	—	v. Rath	..
Katterås, Iveland, Evje, Norwegen	1	72	67	5	Fersmann	..
	2	70	52	18	+ D links	..
Gamle Alve, Insel Tromöy bei Arendal, Norwegen	1	189	49	140	Fersmann A	..
Klinkjärnsbrottet, Västmanland, Schweden	1	77	73	4	Rose	..
	2	60	55	5		..
Ytterby, Upland, Schweden	1	184	9	175	v. Rath	..
	2	200	16	184		..
Koddböla, Kimito, Finnland	1	42	31	11	Fersmann + D links	..
Sibirien	1	70	7	63	Fersmann	..
	2	94	16	78	A	..
	3	83	3	80		.
Ohne Fundpunkt	1	51	19	32	v. Rath	..
	2	197	94	103		..
Crystal Peak, Colorado, USA.	1	73	73	—		..
	2	155	139	16		..
	3	123	77	46		..
	4	183	105	78		..
	5	172	109	63		..
Summe		3943	2111	1832		

Zwiesel. In den beiden Handstücken ist das Maximum der optischen Achsen der Quarze besonders scharf ausgeprägt, es kommen

Abb. 1. Zwiesel II, Bayern; 1. Parallelschliff.

Gemeinsame Beschreibung zu allen Abbildungen (1—9). Es bedeutet: schwarz ausgefüllt = Rechtsdrehung des Kornes; punktiert = Linksdrehung des Kornes; freigelassen = dem Drehsinn nach nicht zu bestimmen (Trübung oder andere Achsenlage des Kornes). Alle abgebildeten Schliffe haben die Schliffebene ungefähr normal Z des Quarzes.

Abb. 2. Zwiesel II, Bayern; 2. Parallelschliff.

fast überhaupt keine Körner mit anderen Achsenlagen vor, als es dem Gesetz Rose entspricht. Die Qualität der Quarze ist wasserklar durch-

sichtig, so daß sich auffallend schöne Achsenbilder zeigen. Die Quarze bilden längs der Zonenachse [100] des Mikroklins Stengel von mehreren Zentimetern Länge. Vom ersten Handstück findet sich eine Abbildung in der folgenden Arbeit (Abb. 3). Ein nicht wiedergegebener Parallelschliff in etwa 1.5 cm Entfernung zeigt dieselbe Anordnung und denselben Drehsinn der Körner. Dieselben Verhältnisse finden sich auch an einem zweiten Handstück von Zwiesel. Davon

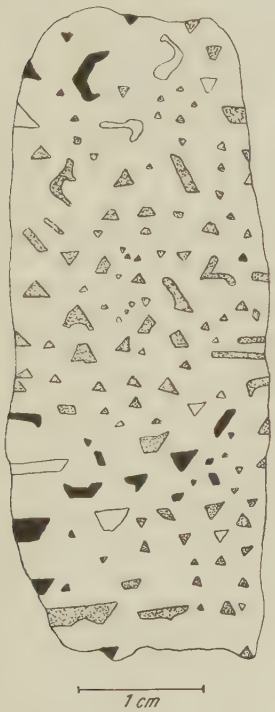


Abb. 3. Høgsjåen, Kragerö, Norwegen; 1. Parallelschliff.

Abb. 4. Høgsjåen, Kragerö, Norwegen; 2. Parallelschliff.

sind auch die beiden vermessenen Parallelschliffe in den Abb. 1 und 2 dargestellt. Hier läßt sich die Konstanz der Linksquarze in den überwiegenden Rechtsquarzstengeln in dem verfolgten Bereich sehr gut erkennen, besonders an den beiden einzelnen Linksquarzen mitten in den Rechtsquarzen. Beachtlich ist auch, daß vom selben Fundpunkt sowohl Bereiche mit vorwiegendem Rechts- wie auch Linksquarz, allerdings in verschiedenen Feldspatindividuen vorkommen.

Høgsjåen, Kragerö, Norwegen. Die Quarzstengel, die mehrere Zentimeter lang sind und in [100] des Mikroklins liegen, sind nach dem

Gesetz Rose mit dem Mikroklin verwachsen. Im Verhältnis zu Zwiesel ist hier das Quarzmaximum nicht so scharf, da immerhin schon mehr Körner unbestimmbar bleiben, was wohl auf andere Achsenlage zurückzuführen ist, da die Durchsichtigkeit des Quarzes ausgezeichnet ist und sich sehr schöne Achsenbilder beobachten lassen. In diesem Fall liegt das Hauptgewicht der Untersuchung auf dem Verhalten in

Abb. 5. Høgsjåen, Kragerö, Norwegen; 3. Parallelschliff.

Abb. 6. Høgsjåen, Kragerö, Norwegen; 4. Parallelschliff.

den Parallelschliffen, von denen die vier angefertigten einen Bereich senkrecht zur Schliffebene von etwa 10 cm umfassen, das heißt die einzelnen Schliffe liegen rund 3 cm auseinander. Die Kornform (vgl. dazu die Abb. 3, 4, 5, 6) verändert sich und bleibt durch die ersten drei Schliffe ungefähr gleich groß, während im letzten Schliff eine bedeutende Kornverkleinerung und Kornvermehrung eintritt, was offenbar durch eine Aufspaltung der großen Körner in jeweils meh-

rere kleinere hervorgerufen wird. Zu beachten ist auch, daß die links- und rechtsdrehenden Bezirke durch alle Schliffe erhalten bleiben, wenn auch die Körner (Stengel) im einzelnen kaum zu verfolgen sind. Besonders gut läßt sich das am Keil der rechtsdrehenden Quarze erkennen, der in allen Schliffen dieselbe Lage hat, und an dem einzelnen rechtsdrehenden Stengel über dem genannten Keil. Allerdings ist dieser offenbar durchgehende Stengel im dritten Schliff (Abb. 5) wegen der Bruchstelle nicht zu sehen.

Fodspor, Evje, Setersdal, Norwegen. Das Quarzachsenmaximum ist recht scharf und zeigt nur in geringen Bezirken eine Auflockerung. Körner mit stark abweichenden Achsenlagen kommen fast gar nicht vor. Zu beachten sind auch einige Körner, in denen nur von Teilen das Maximum eingehalten wird. Ein Schliff ist aus der Abb. 4 der folgenden Arbeit zu ersehen. Auch die Streuungen vom scharfen Hauptmaximum liegen noch immer im Bereich des Gesetzes *Woit*schach = + D rechts *Fersmann*. Die Form der Quarze ist innerhalb des strengen Maximums, also für den Hauptteil, langstengelig mit Längserstreckung der Stengel in [100] des Mikroklins. Die vom Hauptmaximum etwas abweichenden Körner haben eine unregelmäßige Gestalt. Das geht auch parallel mit der Form der Querschnitte: Die Quarzstengel des Hauptmaximums lassen einen an kristallographische Begrenzung erinnernden Umriß erkennen, während die streuenden und räumlich unregelmäßig begrenzten Körner auch im Querschnitt unregelmäßig begrenzt sind. Besonders auffallend ist das vollkommene Überwiegen von Rechtsindividuen bei einer großen Zahl von Einzelstengeln. Der Schliff Nr. 3 ist vom Ende des Handstückes entnommen und umfaßt deshalb nur einen kleineren Bereich.

Hagafjeldgrube, Evje, Setersdal, Norwegen. In diesem Fall liegen in mehrfacher Hinsicht ungünstige Verhältnisse vor. Vor allem ist das Maximum der optischen Achsen der Quarze stark streuend, so daß auch im selben Quarzkorn Partien mit stark divergierenden Quarzachsen vorkommen und das Gesetz Rose nur im allgemeinen gilt. Außerdem bilden die Quarze schmale Platten, die ungefähr normal auf (010) und (001) des Mikroklins stehen, so daß im Schliff senkrecht zu den Quarzhauptachsen die Quarzplatten nur unter einem geringen Winkel geschnitten werden. Daher finden sich im Schliff nur wenige, dafür aber große Quarzplattenschnitte. Außerdem ist der Quarz noch ziemlich trübe. Auf die Wiedergabe einer Abbildung ist daher verzichtet.

Halvorsrød, Raade, Norwegen. Die Quarze bilden Platten, die ungefähr parallel (010) des Mikroklins verlaufen. Das Maximum der optischen Achsen des Quarzes ist ziemlich scharf, trotzdem bleiben relativ viele Körner unbestimmbar, weil sie zu stark getrübt sind, um

bei der notwendigen Schliffdicke noch brauchbare Achsenbilder zu liefern. Der Schliff ist in Abb. 7 dargestellt.

Katterås, Iveland, Evje, Norwegen. Das Maximum der Quarzhauptachsen ist scharf und die räumliche Ausbildung der Quarze ist unregelmäßig, allerdings mit einer Tendenz zu Stengeln in Richtung von [100] des Mikroklins.

Gamle Alve, Insel Tromöy bei Arendal, Norwegen. Die Quarzhauptachsen liegen in einem sehr scharfen Maximum. Die Quarze sind als Platten entwickelt und diese liegen schief zu (010) und (001)

Abb. 7. Halvorsrød, Raade, Norwegen.

des Mikroklins. Die Achsenbilder sind wegen der Trübung schwach. Die Abb. 8 bringt die schematische Darstellung des Schliffes, der neben der unregelmäßigen Verteilung von Links- und Rechtsindividuen auch die nur äußerst selten beobachtete Erscheinung zeigt, daß im selben Korn ein rechtsdrehender und ein linksdrehender Teil auftritt.

In den Handstücken von *Klinkjärnsbrottet* und *Ytterby* haben die Quarze plattige Gestalt und setzen schief zu (001) und (010) des Mikroklins durch. Die Maxima sind in beiden Fällen scharf, nur sind die Quarze von Klinkjärnsbrottet gut durchsichtig, hingegen die von Ytterby trüb.

Koddböla weist unregelmäßige Quarzbegrenzungen mit getrübten Quarzen auf. Das Quarzachsenmaximum ist stark streuend.

Sibirien. Das Handstück stammt aus einer alten Sammlung, was die Bezeichnung des Fundpunktes erklärt. Die gutdurchsichtigen Quarze bilden unregelmäßig gebogene Platten, bei denen eine Beziehung zum umgebenden Mikroklin nicht erkennbar ist. Das Quarzachsenmaxi-

mum ist sehr scharf. Bemerkenswert sind die großen Quarzindividuen, die fast ausnahmslos über ihre ganze Erstreckung denselben Drehsinn beobachten lassen. Nur an einer Stelle tritt wieder der seltene Fall ein, daß offenbar ein Korn eine rechts- und eine linksdrehende Partie aufweist. Hier ist allerdings nicht ganz sicher, ob es sich nicht bloß um zufällig zwei sehr nahe beieinander liegende Körner handelt, Abb. 9.

Ohne Fundpunkt. Das Handstück kommt von einer Schülersammlung, weshalb der Fundpunkt nicht mehr bekannt ist. Die getrübten Quarze haben die Form von Platten, die ungefähr normal auf (001) und (010) stehen. Das Quarzachsenminimum ist scharf.

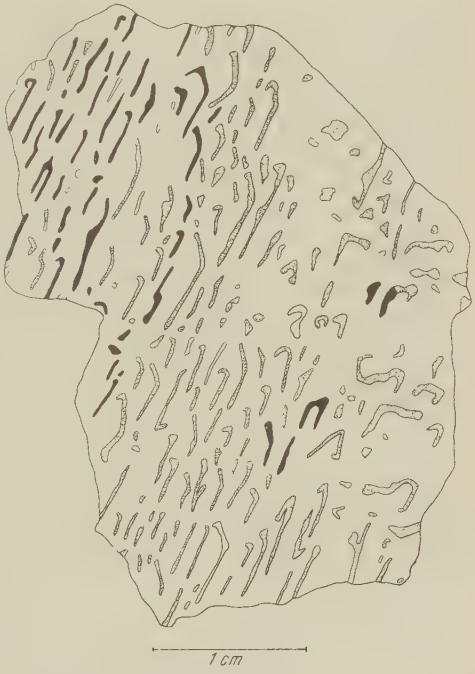


Abb. 8. Gamle Alve, Insel Tromöy bei Arendal, Norwegen.

Crystal Peak, Colorado, USA. Am Handstück dieses Vorkommens treten in dem Sinn andere Verhältnisse auf als an allen vorhergehenden, daß nämlich nicht mehr ein einheitlicher Feldspatkristall vorliegt. Vielmehr bestand das Handstück aus mehreren innig zusammenhaltenden Feldspatkörnern, wobei zu jedem Feldspatkorn ein Quarzmaximum gehört. Die Schliffe wurden so gelegt, daß wenigstens zwei Quarzmaxima zweier Feldspatkörner erfaßt werden konnten. Die Quarzmaxima sind sehr scharf und lieferten ein Rechtsquarzmaximum und ein Linksquarzmaximum, die durch mehrere Schliffe hindurch verfolgt werden konnten. Eine Abbildung eines Schliffes findet sich in der folgenden Arbeit (Abb. 5), in der auch die Verhältnisse näher beschrieben werden.

Ganz allgemein muß allerdings festgestellt werden, daß die Bestimmung der Verwachsungsgesetze gelegentlich nicht allzu genau ist, da der Feldspat in allen Fällen Mikroklin ist (*E. E. Wahlstrom* [4], S. 684), der wegen seiner Gitterung nicht leicht zu vermessen ist. Der am häufigsten auftretende Zweifel ist, ob die optische Achse des Quarzes „rechts" oder „links" im Sinne von *A. E. Fersmann* (3) an-

zusetzen ist. In kritischen Fällen wurde, um diese Zweifel möglichst auszuschalten, mehrfach vermessen.

Zusammenfassung.

Das wesentliche Ergebnis dieser Untersuchung ist, wie schon seinerzeit festgestellt (1), die Tatsache, daß in den Schriftgraniten mit Verwachsung nach dem Trapezoedergesetz (3) die Quarze in ihrem Drehvermögen nicht statistisch verteilt sind. Eine solche statistische Verteilung würde ja im Mittel in einem größeren Bereich gleich viel Rechts- und Linksquarze liefern. Hier hingegen sind in größeren Bereichen oft weit über hundert Quarzkörner vom selben Drehvermögen (vgl. z. B. Zwiesel II, Abb. 1, 2, und Fodspor, Evje, Setersdal, Abb. 4 der folgenden Arbeit). Im allgemeinen handelt es sich also um größere Bezirke einheitlich drehender Individuen. Grenzt ein solcher einheitlich drehender Bezirk an einen entgegengesetzt drehenden, so ist die Grenze zwischen beiden unregelmäßig (vgl. z. B. Zwiesel II, Abb. 1, 2; Høgsjåen, Kragerö, Abb. 3, 4, 5, 6; Gamle Alve, Abb. 8). In einheitlich drehenden Bereichen erscheinen auch an begrenzten Stellen entgegengesetzt drehende Körner (z. B. Zwiesel II, Abb. 1, 2; Høgsjåen, Kragerö, Abb. 3, 4, 5, 6).

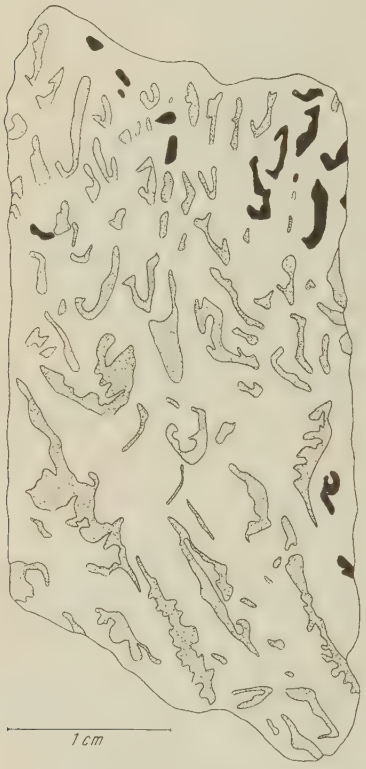


Abb. 9. Sibirien.

Hinsichtlich der räumlichen Konstanz senkrecht zur Schliffebene kann festgestellt werden, daß das Drehvermögen innerhalb desselben Kornes durch viele Zentimeter gleich bleibt, das heißt also so weit das betrachtete Korn (Stengel) reicht (z. B. Zwiesel I und II, Høgsjåen, Kragerö). Bezüglich des statistischen Verhältnisses von Rechts- und Linksquarzen, das ja in Drusenquarzen bei genügend großer Zahl ziemlich genau 50 : 50 wird, läßt sich auf Grund der verhältnismäßig geringen Zahl untersuchter Quarze nur wenig aussagen. Das Verhältnis der vermessenen Quarze ergibt zwar 53,5 Rechtsquarze : 46,5 Linksquarzen, also ziemlich nahe 50 : 50. Trotzdem ist das nur ein Scheineffekt. Das hat folgende Begründung.

Man muß, um bei Drusenquarzen das Verhältnis 50 : 50 zu erhalten, immerhin einige tausend Individuen bestimmen. Bei den Schriftgraniten sind aber von vorne herein körnerreiche Bezirke gleichdrehend und möglicherweise als Überindividuen aufzufassen, die über hundert Einzelkörner aufweisen. Eine Entscheidung über das statistische Auftreten von Rechts- und Linksquarzen kann daher nur ein Untersuchungsmaterial von etwa 100.000 Körnern liefern.

Auffallend ist ferner das fast völlige Fehlen von Rechts-Links-verzwilligungen im selben Quarzkorn. Dieser Fall tritt nur ganz selten auf, etwa drei bis viermal im Gesamtmaterial und da auch mit einiger Sicherheit nur zweimal. Das ist gegenüber Untersuchungen an Drusenquarzen durchaus bemerkenswert, wo dieser Fall viel häufiger ist (vgl. etwa *H. R. Gault* [5] und *M. Brandenstein* und *H. Heritsch* [6]). Auch anomale Achsenbilder, z. B. scheinbar nicht zirkularpolarisierende, konnten nicht beobachtet werden. Es scheint ziemlich unwahrscheinlich, daß solche Achsenbilder systematisch übersehen wurden, was zwar bei trüben Quarzen und den sich ergebenden Achsenbildern immerhin möglich ist, aber bei den vielen ausgezeichneten Achsenbildern von Schliffen, die wesentlich dicker als 1 mm sind, wohl ausgeschlossen erscheint, um so mehr als bewußt danach gesucht wurde. Es kann daraus der Schluß gezogen werden, daß das Wachstum der Quarze etwas anders verläuft als bei den Drusenquarzen.

Noch einmal sei hervorgehoben, daß alle diese Tatsachen nur an Schriftgraniten mit gutem Maximum der Hauptachsen von Quarz gefunden wurden, was sich aus den eingangs geschilderten Ausscheidungsverfahren ergibt.

Zum Schluß habe ich noch einer Anzahl von Herren zu danken, die mich bei der etwas schwierigen Materialbeschaffung für diese Untersuchung unterstützten. Es sind dies: Dr. *E. Krajicek* (Graz), Dr. *K. Murban* (Graz), Dr. *F. Kahler* (Klagenfurt), Dr. *H. Meixner* (Hüttenberg), Prof. Dr. *F. Machatschki* (Wien) und einige Studenten aus Norwegen.

Literatur.

1. *Heritsch, H.,* und *P. Sonnleitner,* Anz. Akad. Wien, math. nat. Kl., 1950, Nr. 14. — 2. *Drescher-Kaden, F. K.,* Die Feldspatreaktionsgefüge der Granite und Gneise. Springer, Berlin, 1948. — 3. *Fersmann, A. E.,* Z. Krist. *69* (1929), S. 77. — 4. *Wahlstrom, E. E.,* Amer. Min. *24* (1939), S. 681. — 5. *Gault, H. R.,* Amer. Min. *34* (1949), S. 142. — 6. *Brandenstein, M.,* und *H. Heritsch,* Tscherm. Min. Pet. Mitt. (dritte Folge), 2 (1951), S. 424.

Aus dem Mineralogisch-Petrographischen Institut der Universität Graz.

Röntgenuntersuchungen an Schriftgraniten.

Von

Haymo Heritsch.

Mit 5 Textabbildungen.

(Eingelangt am 1. Juli 1952.)

Inhalt: Mit Hilfe von Laueaufnahmen // [0001] des Quarzes wird nachgewiesen, daß die Parallelstellung in den Maxima („Verwachsungsgesetz") nicht nur für die Z-Achsen, sondern auch für die X-Achsen des Quarzes gilt. Quarzeinzelkörner werden als Einkristalle und Dauphinéer Zwillinge erkannt. Auf die Möglichkeit einer linearen Strukturanalogie zwischen Feldspat und Quarz in schriftgranitischen Verwachsungen nach dem Trapezoedergesetz, wie sie auch in der Literatur schon erwähnt (6, 7) wurde, wird hingewiesen.

In Ergänzung und Erweiterung zu der vorstehenden Arbeit über die Verteilung von Links- und Rechtsquarzen in Schriftgraniten wurden auch röntgenographische Untersuchungen an Schriftgraniten ausgeführt (vgl. dazu 1). Der Grundgedanke ist der in (2) ausgedrückte, daß es nämlich möglich ist mit Hilfe von bekanntem Drehvermögen und Laueaufnahmen parallel [0001] des Quarzes, die Z-achsenparallelen Zwillinge zu erkennen. Es war daher naheliegend, jedes einzelne Quarzkorn eines Schriftgranites nach dieser Methode zu untersuchen. Einmal steht nach der vorhergehenden Arbeit fest, daß die Schriftgranitquarze fast ausnahmslos nur einen Drehsinn pro Korn zeigen. Laueaufnahmen // Z können daher, bestimmen, ob das fragliche Korn ein Einkristall oder ein Dauphinéer Zwilling ist. Außerdem kann dann noch für nebeneinander liegende Z-achsenparallele Körner (Lage im selben scharfen Maximum) festgestellt werden, ob es sich, bei gleichem Drehsinn, um Parallelstellung oder Dauphinéer Stellung handelt, oder ob, bei verschiedenem Drehsinn, Brasilianer oder Dauphiné-Brasilianer Stellung vorliegt. Der von vorne herein nicht auszuschließende Fall, daß benachbarte Körner desselben scharfen Maximums hinsichtlich der X-Achsen in beliebiger Stellung zueinander sind, war in den drei bis jetzt untersuchten Fällen nicht realisiert.

Zudem ist es noch möglich, auch ohne frei herausstehende Quarzköpfchen, die Orientierung des Quarzes zum Feldspat, und zwar auch der X-Achsen, zu bestimmen.

Methodisches.

Die zu lösende Aufgabe besteht darin, in einem Schliff ungefähr normal Z von Quarz jedes Quarzkorn nach dem Laueverfahren aufzunehmen. Die zur Bestimmung des Drehvermögens der Quarze angefertigten Dickschliffe, die ungefähr normal zu den optischen Achsen der Quarze geführt sind, lagen für diese Untersuchung vor. Es gelang allerdings nie, die Dickschliffe wirklich genau normal zur optischen Achse der Quarze zu verfertigen. Das ist aber auch unnötig,

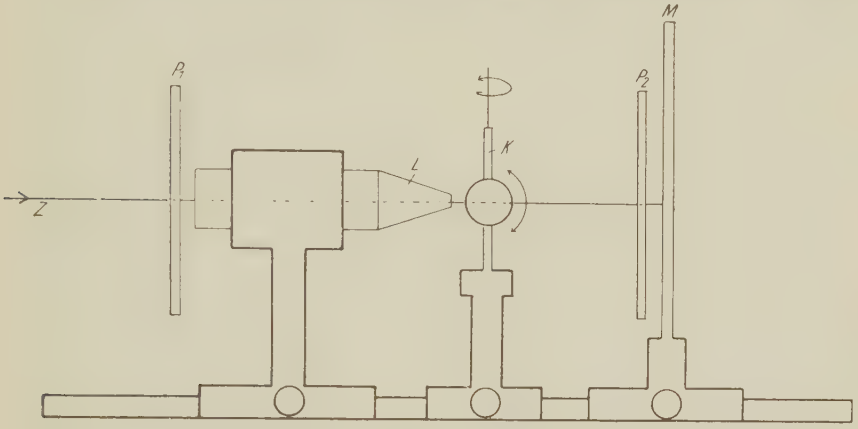


Abb. 1. Schematische Darstellung der umgewandelten Laueapparatur, mit deren Hilfe es möglich ist, Quarz optisch für Laueaufnahmen parallel Z einzurichten. L = Linse großer Apertur; K = Kreuztisch mit Vertikal- und Horizontalachse; P_1 = Polarisator; P_2 = Analysator; M = Milchglasscheibe.

da doch die Quarzachsenmaxima streuen und außerdem die im folgende beschriebene Methode so einfach zu handhaben ist, daß gar kein Gewicht darauf gelegt wurde, auch bei strengen Maxima, die Schliffe genau normal Z der Quarze zu legen. Die Laueaufnahmen in der üblichen Weise einzurichten und durch Laueprobeaufnahmen (in diesem Fall Primärstrahl // Z des Quarzes) sich an die richtige Einstellung heranzutasten, ist viel zu zeitraubend. Es mußten ja mehrere hundert Quarzkörner aufgenommen werden.

Deshalb wurde eine Schnellmethode ausgearbeitet, deren Grundzüge im folgenden wiedergegeben werden. Übrigens wurde dieselbe Schnellmethode auch schon bei der Bestimmung von Quarzzwillingen (2) angewendet. Im wesentlichen handelt es sich um eine Einstellung mit optischen Hilfsmitteln.

Die verwendete Laueapparatur ist so eingerichtet (vgl. Abb. 1), daß an Stelle der Blende eine Linse (L) großer Apertur (z. B. Objektiv 5, Reichert, Wien) mit Hilfe einer Metallhülse eingeführt werden kann.

Der zu untersuchende Dickschliff eines Schriftgranites wird auf einem Kreuztisch (K) montiert, um alle Körner bequem in den Strahlengang einrichten zu können. Der Kreuztisch selbst ist um eine Vertikal- und Horizontalachse drehbar, wobei der Winkelbetrag der Drehung an Teilkreisen auf $^1/_2{}^0$ genau abzulesen ist. An Stelle des Plattenhalters wird eine Milchglasscheibe gebracht, an der der Durchstoßpunkt des Zentralstrahles (Z) markiert ist. Durch konzentrische Kreise auf der Milchglasscheibe ist das noch verdeutlicht. Sowohl das Stativ mit der auswechselbaren Linse und Blende, wie auch der Kreuztisch und die Milchglasscheibe sind auf einer optischen Bank beweglich und durch Stellschrauben fixierbar. Die Beleuchtung des Systems erfolgt mit einer Mikroskopierlampe.

Zur Einstellung der Apparatur wird einmal die Blende statt der Linse eingeführt, der Kreuztisch entfernt und noch die Milchglasscheibe aufgesetzt bei Beleuchtung mit einer Mikroskopierlampe. Damit kann die Blende, bei verschiedener Entfernung der Milchglasscheibe von der Blende so eingerichtet werden, daß sie mit der optischen Bank übereinstimmt (gewöhnliche Einrichtung einer Laue-Apparatur). Als nächstes wird der Kreuztisch eingesetzt. Auf ihm wird eine Glasplatte montiert und die Teilkreise werden auf Null gestellt. Mit Hilfe der Glasplatte kann nämlich der Strahl aus der Blende wieder in diese zurückgeworfen werden. Das ist dann der Fall, wenn die Glasplatte genau senkrecht zum einfallenden Strahl aus der Blende steht. Um das zu erreichen müssen die Vertikal- und Horizontalachse des Kreuztisches betätigt werden. Falls der Strahl nicht genau in die Blende zurückgeworfen wird, ist der Reflex in der Nähe der Blendenöffnung zu sehen.

In der Stellung, in der der Strahl wieder in die Blende zurückgeworfen wird, ist der endgültige Nullpunkt der Teilkreise. Darauf werden die Nullmarken der Teilkreise eingestellt. Damit ist die Apparatur eingerichtet und zur optischen Einstellung der Quarze für die Laueaufnahmen fertig.

Für diese Aufgabe ist die Blende durch die koaxiale Linse (L) zu ersetzen. Mit Hilfe des Kreuztisches wird ein Quarzkorn in den Strahlengang gebracht und weit an die Linse herangeführt. Diese Distanz ist allerdings nicht zu knapp zu wählen und muß auch immer noch variiert werden, da bei Drehung des Kreuztisches sonst der Schliff zerbrochen werden kann. Dann muß noch die Milchglasscheibe aufgesetzt werden. Bringt man außerdem noch zwei Polaroide, wie in Abb. 1 angedeutet, an, das heißt eines vor der Linse und ein drehbares knapp vor der Milchglasscheibe, so erscheint auf der Milchglasscheibe ein Achsenbild des Quarzes, wenn der Quarz schon ungefähr mit

seiner Achse im Zentralstrahl liegt. Es genügt nämlich die Anordnung: Polarisator-Linse großer Appertur-Analysator durchaus, um auf der Milchglasscheibe die Interferenzfigur eines Achsenbildes zu erzeugen. Durch das zweite drehbare Polaroid ist überdies noch der Drehsinn des eingestellten Quarzkornes bestimmbar.

Im allgemeinen liegt nun bei Stellung von Vertikal- und Horizontalachse auf 0^0 (das heißt Schliffnormale im Zentralstrahl der Apparatur) das Achsenbild nicht in der markierten Mitte der Milchglasscheibe. Dies wäre nur der Fall, wenn die Quarzachse genau in der Schliffnormale läge. Mit Hilfe von Vertikal- und Horizontalachse läßt sich aber das Achsenbild in den Mittelpunkt der Milchglasscheibe einstellen. Natürlich wandert dabei die Schliffnormale aus. Der Strahlengang ist dann so wie er in Abb. 2 gezeigt wird. Da in Richtung der optischen Achse des Quarzes das Snelliussche Brechungsgesetz gilt,

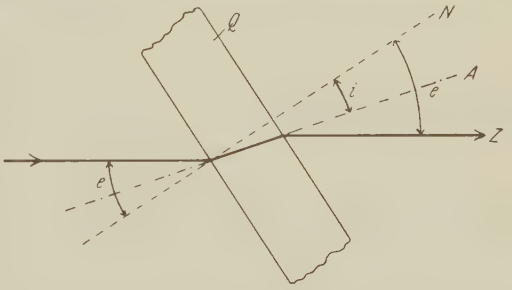


Abb. 2. Strahlengang für Einstellung des Achsenbildes von Quarz auf die Mitte der Milchglasscheibe. Die Quarzplatte ist im Verhältnis zur Entfernung Quarz—Milchglasscheibe dünn. Q = Quarzplatte; N = Schliffnormale; A = optische Achse des Quarzes; Z = Zentralstrahl.

liegen Zentralstrahl, Schliffnormale und optische Achse des Quarzes in einer Ebene und es gilt einfach $\frac{\sin e}{\sin i} = n^{\omega \text{Quarz.}}$ Durch die Ablesungen an den Teilkreisen sind die Koordinaten der Schliffnormale bekannt. Im selben Azimut liegt die Achse des Quarzes. Der Winkel im Azimut ist durch das Brechungsgesetz in obiger Form gegeben. Es läßt sich daher die Lage der optischen Achse des Quarzes berechnen und einstellen.

Das Verfahren wird am besten graphisch mit Hilfe eines vergrößerten Wulffschen Netzes gemacht und sei im folgenden wiedergegeben. Nachdem das Achsenbild in den Mittelpunkt der Milchglasscheibe gebracht ist, werden die Winkelwerte an Vertikal- und Horizontalkreis abgelesen. Aus ihnen kann in der stereographischen Projektion die Lage der Schliffnormale (Mittelpunkt der stereographischen Projektion ist der Zentralstrahl) eingetragen werden. Der Winkel Schliffnormale zu Mittelpunkt der Projektion ist der Winkel e der Abb. 2. Auf der Geraden zwischen der Schliffnormale und dem Mittelpunkt der stereographischen Projektion liegt die optische Achse des Quarzes. Der Winkel i zwischen der Schliff-

normale und optischen Achse ist durch die Beziehung $\sin i = \frac{\sin e}{n_{\omega\,\text{Quarz}}}$ gegeben. Daraus können nun die Koordinaten der optischen Achse des Quarzes graphisch bestimmt werden. Diese Koordinaten werden von den Koordinaten der Schliffnormale subtrahiert; die sich dann ergebenden Werte sind die Einstellung der Teilkreise für die Lage der optischen Achse im Zentralstrahl, das heißt also für eine Laueaufnahme // [0001] des Quarzes. Ein Zahlenbeispiel möge das erläutern, wobei für beide Teilkreise Rechtsdrehung angenommen ist.

Horizontalkreis	Vertikalkreis	e	i	Koordinaten der Achse		Einstellung für optische Achse im Zentralstrahl	
				Horizontalkreis	Vertikalkreis	Horizontalkreis	Vertikalkreis
12° rechts	17° rechts	20·5°	13°	4°	6°	8° rechts	11° rechts

Die Genauigkeit der Einstellung ist etwa auf 1° bis höchstens $^1/_2{}^0$ genau. Die endgültige Einstellung hinsichtlich der Drehung von Vertikal- und Horizontalachse ist immer im selben Sinne zu nehmen, wie die Einstellung des Achsenbildes auf die Mitte der Milchglasscheibe.

Um die Beziehung $\sin i = \frac{\sin e}{n_{\omega\,\text{Quarz}}}$ nicht immer ausrechnen zu müssen, wurde sie für alle bei dieser Methode in Betracht kommenden Werte berechnet. Diese sind in der Tabelle 1 wiedergegeben.

Tabelle 1.

e	i	e	i	e	i
1°	0° 39'	13°	8° 23'	25°	15° 53'
2°	1° 18'	14°	9° 01'	26°	16° 30'
3°	1° 57'	15°	9° 39'	27°	17° 06'
4°	2° 35'	16°	10° 17'	28°	17° 42'
5°	3° 14'	17°	10° 55'	29°	18° 18'
6°	3° 53'	18°	11° 33'	30°	18° 54'
7°	4° 31'	19°	12° 10'	31°	19° 29'
8°	5° 10'	20°	12° 48'	32°	20° 04'
9°	5° 49'	21°	13° 25'	33°	20° 39'
10°	6° 28'	22°	14° 02'	34°	21° 14'
11°	7° 06'	23°	14° 39'	35°	21° 48'
12°	7° 44'	24°	15° 16'		

Da also die optische Achse parallel zum Zentralstrahl liegt, kann die Laueaufnahme ausgeführt werden, wozu noch die Linse durch

die Blende und die Milchglasscheibe durch den Film zu ersetzen sind. Um Verwechslungen zu vermeiden muß die Vorderseite des Films und eine Ecke markiert werden. Zur Verkürzung der Belichtungszeiten kann man noch Kontrastfolien verwenden. Als Abstand Quarz –Platte erwiesen sich 3 cm bei einer Filmgröße von 5×5 cm als günstig. Bei der Verwendung einer Präparatdicke (Dickschliff) von etwa 1 mm sind die Belichtungszeiten auch recht kurz, etwa 5 bis 10 Minuten je nach Blendengröße und Betrieb der Röhre. Aus Dünnschliffen sind die Belichtungszeiten sehr viel länger.

Für sehr weit von der Schliffnormale abliegende optische Achsen von Quarz kann auch eine Modifikation des Einstellungsverfahrens angewendet werden.

Diese Variante ist zwar bei meinen Aufnahmen nur behelfsmäßig ausgeführt worden, hat aber doch gute Ergebnisse gezeitigt. Liegt nämlich die optische Achse des Quarzes etwa über 20^0 von der Schliffnormale ab, so muß bei der Einstellung nach dem früher geschilderten Verfahren der Kreuztisch sehr schief gestellt werden, da ja der Winkel e noch größer wird. Das führt nun schon z. B. aus mechanischen Gründen zu der unliebsamen Nebenerscheinung, daß Schrauben oder vorstehende Teile des Kreuztisches an den anderen Stativen anstoßen und nicht weiter gedreht werden können. Auch der Schliff stößt an der Linsenfassung an. Bringt man aber an der Hinterseite des Schliffes (Seite gegen die Milchglasscheibe) eine Glaskugel mit einem Brechungsquotienten gleich n_ω von Quarz an, so kann der direkte Durchgang der Achse eingestellt werden. Es wird derselbe Effekt wie am U-Tisch angewendet. An der Vorderseite des Schliffes ist es nicht notwendig ein Glassegment anzubringen, da von dieser Seite stark konvergentes Licht kommt und es nur interessiert, daß das Licht längs der optischen Achse des Quarzes ungebrochen aus dem Schliff bis zur Milchglasscheibe gelangt. Dieses Verfahren wurde für die Linksquarze des Schliffes von Crystal Peak (Abb. 5) angewendet. Es wurde dabei eine Glashalbkugel mit dem Durchmesser von etwa 1 cm und mit dem Brechungsquotienten $= n_\omega$ Quarz mit Hilfe eines Öltropfens auf dem Objektträger des Dickschliffes zum Haften gebracht. Die Ungenauigkeit bestand nur darin, daß kein Hilfsmittel verwendet wurde, um das Glassegment genau zu zentrieren. Das geschah vielmehr von Hand aus nach Augenmaß. Aber auch so war die Genauigkeit hinreichend.

Abschließend für diesen Abschnitt seien noch Angaben über die Arbeitszeit gemacht. Es war immerhin möglich in drei Wochen etwa 360 Quarzkörner, allerdings bei gleichzeitigem Betrieb zweier Laueapparaturen an derselben Röntgenröhre, herzustellen.

Ergebnisse.

Zwiesel, Bayern. Abb. 3. Es liegt eine Verwachsung nach dem Gesetz Rose (Vgl. *A. E. Fersmann* [3] und *F. K. Drescher-Kaden* [4]) vor. Der Schnitt (Abb. 3 a) ist fast normal auf die optischen Achsen der Quarze, die ein sehr scharfes Maximum bilden, gelegt. Für jedes Korn ist das Ergebnis der Laueaufnahme eingetragen, und zwar bedeutet in der Sternfigur (dreistrahlig für Quarzeinkristall und sechsstrahlig für Dauphinéer Zwilling) jeder Strahl die Richtung der positiven Rhomboederzonen- und nicht die kristallographische X-Achse (2). Da jedes Korn nur einen Drehsinn zeigt und auch keine Airyschen Spiralen oder Anomalitäten auftreten sind die Körner tatsächlich Einkristalle oder Dauphinéer Zwillinge. Eine Eintragung der positiven Rhomboederzonen durch gerade Striche erscheint deshalb sinnvoll, weil die Abweichung der optischen Achsen der Quarze von der Schliffnormale nur 5^0 beträgt. Irgend eine Regelmäßigkeit in der Verteilung von Einkristallen und Dauphinéer Zwillingen scheint nicht vorzuliegen, wohl aber sind unter den Einkristallen jene mit ungefähr aufrecht stehender positiver Rhomboederzone häufiger. Als Begrenzungsflächen, das heißt als Flächen des Quarzes treten Flächen auf, die sehr steilen Rhomboedern nahe liegen.

Sowohl in Links- wie auch in Rechtsquarzen ist dieselbe Lage der Rhomboederzonen zu beobachten, das heißt die Orientierung im Maximum ist ohne Rücksicht auf den Drehungssinn.

In der Teilabb. 3 b ist die U-Tischvermessung des Mikroklins und des Quarzes nebst seiner röntgenographisch gewonnenen Orientierung in derselben Lage, die der Schliff zeigt, eingetragen. Es ist also für Teilabb. 3 b Projektionsebene gleich Schliffebene. In der Teilabb. 3 c ist die Wälzung auf die Kristallographie des Mikroklins gezeigt und auch der Kreis mit $42^0\ 15'$ eingetragen, so daß die Abbildung unmittelbar mit der Abb. 87 bei *Drescher-Kaden* (4) vergleichbar ist.

Betrachtet man jedes Korn allein, so kommen, bestimmt nach (2), nur vor: linke Einkristalle, rechte Einkristalle, linke Dauphinéer und rechte Dauphinéer Zwillinge. Betrachtet man die Körner als ein Überindividuum, so finden sich, wie an komplexen Quarzzwillingen (5), Teile, die in Parallelstellung stehen, sowie auch solche, die zueinander alle Möglichkeiten achsenparalleler Zwillingsstellungen erfüllen: Dauphinéer-, Brasilianer- und Dauphinée-Brasilianer Zwillingsstellung. Die Qualität der Lauebilder ist ausgezeichnet.

Fodspor, Evje, Setersdal, Norwegen. Abb. 4. Das Verwachsungsgesetz ist Woitschach. Wie schon in der vorhergehenden Arbeit festgestellt, ist das Maximum (Hauptmaximum) für rund 160 Körner sehr scharf und nur im oberen Schliffteil (Teilabb. 4 a) sind etwas

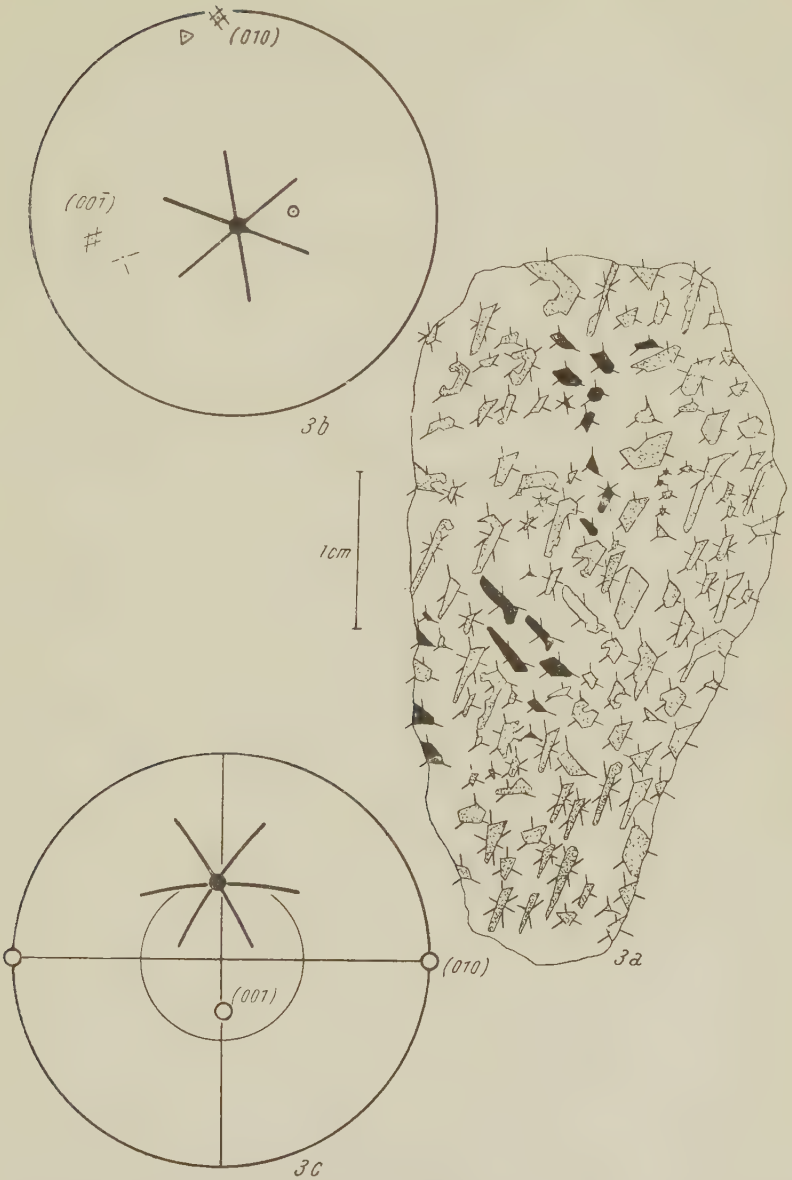


Abb. 3. Zwiesel, Bayern. 3a Schematische Darstellung des Schliffes. Es bedeutet: schwarz ausgefüllt = Rechtsdrehung des Kornes; punktiert = Linksdrehung des Kornes; freigelassen = dem Drehsinn nach nicht bestimmbares Korn. 3b Stereographische Projektion der Orientierung von Mikroklin und Quarz mit Rhomboederzonen für Schliffebene gleich Projektionsebene. 3c Orientierung von Quarz mit Rhomboederzone in Bezug auf die stereographische Projektion des Mikroklins mit [001] im Mittelpunkt der Projektion.

abliegende Nebenmaxima zu verzeichnen. Ebenso ist die Lage des einzigen Linksindividuums (am unteren Schliffrand) abweichend. Alle Maxima fallen aber mit hinreichender Genauigkeit in das Gesetz Woitschach. Die Teilabb. 4 a bringt eine schematische Darstellung des Schliffes. In den Teilabb. 4 b bis 4 d sind für die einzelnen Bezirke die Lagen der Quarzmaxima mit den röntgenographisch gefundenen Rhomboederzonenlagen und der Orientierung des Mikroklins für die Schliffebene als Projektionsebene festgehalten. Durch Pfeile sind die einzelnen Projektionen mit den entsprechenden Körnern der Schliffabbildung in Verbindung zu bringen. Das Hauptmaximum umfaßt alle übrigen rund 160 Körner und ist in der Teilabb. 4 e in derselben Weise gezeichnet. Eine Eintragung der positiven Rhomboederzonen in das Schliffbild, wie das in Abb. 3 gemacht werden konnte, ist wegen der bedeutenden Abweichung der optischen Achse von der Schliffnormale nicht ausgeführt worden. Trotzdem ist aber auch hier zu erkennen, daß die Begrenzungslinien der Quarzkörner durch Begrenzungsflächen, die nahe an steilen Rhomboedern liegen, hervorgerufen werden.

In der Teilabb. 4 f ist für das Hauptmaximum die Wälzung auf die Kristallographie des Mikroklins gemacht und die Lage des Quarzes mit den Rhomboederzonen eingetragen, so daß auch diese Abbildung unmittelbar mit der Abbildung 87 bei *Drescher-Kaden* (4) vergleichbar ist.

Die Teilabb. 4 g bringt dieselbe Wälzung auf die Kristallographie des Mikroklins in stärkerer Vergrößerung, so daß nicht nur die Lage des Hauptmaximums (dick ausgezogen), sondern auch die Lage der Nebenmaxima und des einzelnen Linksindividuums eingezeichnet werden konnte.

Die Verteilung von Einkristallen (71%) und Dauphinéer Zwillingen (29%) in den einzelnen Quarzkörnern ist so wie im Falle Zwiesel. Irgendwelche Regelmäßigkeiten in dieser Verteilung lassen sich nicht erkennen.

Auch bei Betrachtung der Körner des Hauptmaximums als Überindividuums tritt in diesem Falle keine Vermehrung der Zwillingsgesetze ein: Quarzkörner stehen zueinander entweder in Parallel- oder Dauphinéerstellung.

Crystal Peak, Colorado, USA. Abb. 5. Wie schon in der vorstehenden Arbeit beschrieben, liegt hier der Fall vor, daß mehrere Feldspatkörner verschiedener Orientierung unregelmäßig miteinander verwachsen sind. Zu dem geben die optischen Achsen der Quarze ausgezeichnet scharfe Maxima, während die Mikrokline nur sehr schlechte Kristalle zeigen, die auch noch dazu deshalb optisch schwer vermeßbar sind, weil Streuungen für die einzelnen optischen

Konstanten desselben Kornes in der Größenordnung bis zu 20° auftreten. Daß es sich dabei nicht um Meßschwierigkeiten beim Erkennen der Dunkelstellung handelt, konnte durch Laueaufnahmen des Mikroklins gezeigt werden. Diese Laueaufnahmen weisen nämlich überhaupt keine Laupunkte auf, sondern nur verschmierte langgestreckte Striche ohne Maximum, was durch intensive Verblockung und Desorientierung zu erklären ist. Dem gegenüber sind aber die Laubilder von Quarz durchaus normal und scharf. Ausgezeichnete Quarzkristalle stecken also in einem nur schlecht ausgebildeten Kristallgebäude des Mikroklins. Deshalb schien dieser Fall untersuchenswert.

Teilabb. 5 a ist eine schematische Wiedergabe des Schliffes. Dieser hat drei scharfe Maxima der optischen Achsen von Quarz, und zwar eines bestehend ausschließlich aus Linksquarz, eines ausschließlich aus Rechtsquarz. Die beiden Maxima liegen voneinander um 47° ab. Das dritte Maximum ist in seinem Drehvermögen nicht vermeßbar gewesen, da es fast in der Schliffebene liegt. Zu dem Linksquarz- und Rechtsquarzmaximum gehört je ein Feldspatkorn, wobei beide Feldspatkörner mit einer unregelmäßigen Begrenzungslinie aneinander schließen. Zu dem Maximum der Quarze, deren Drehvermögen nicht bestimmbar war, gehören zwei Feldspatorientierungen, die aber untereinander auf der Teilabb. 5 a nicht abgetrennt sind. Die anderen Grenzlinien sind dort punktert eingetragen.

Zu jedem so bestimmten Teil sind die Orientierungen von Mikroklin und Quarz in stereographischer Projektion, Projektionsebene ist die Schliffebene, beigegeben; Teilabb. 5 b bis 5 e. Dazu ist zu bemerken: Die Lage der Quarze ist in allen Teilen sehr genau zu bestimmen. Ebenso ist die Lage der Rhomboederzonen (an dem Quarzmaximum in der Schliffebene nicht bestimmbar) durch Laueaufnahmen parallel [0001] genau bestimmt. Dagegen sind die Lagebestimmungen der optischen Vektoren für die Mikroklinkörner nur als Mittelbildung zu denken, da die tatsächlichen Werte so stark streuen. Deshalb ist auch auf eine Wälzung auf die Kristallographie des Feldspates verzichtet worden. Doch würde sich für die Mittelbildung etwa ergeben: Rechtsquarz und zugehöriger Mikroklinverwachsung entsprechend dem Maximum a) in Abb. 100 bei *Drescher-Kaden* (4), Gizeh; Linksquarz und zugehöriger Feldspat — Woitschach (+ D rechts); dem Drehsinn nach unbestimmbarer Quarz — teilweise innerhalb des 42° 15′ Kreises, etwa vergleichbar Abb. 103 bei *Drescher-Kaden* (4), teilweise *Fersmann A.* In der Teilabb. 5 b und 5 c ist noch die Lage der Zonenachse [001] des Mikroklins eingezeichnet. Ferner ist zu erwähnen, daß 20% Dauphinéerkörner, 80% Einkristallkörnern gegenüberstehen.

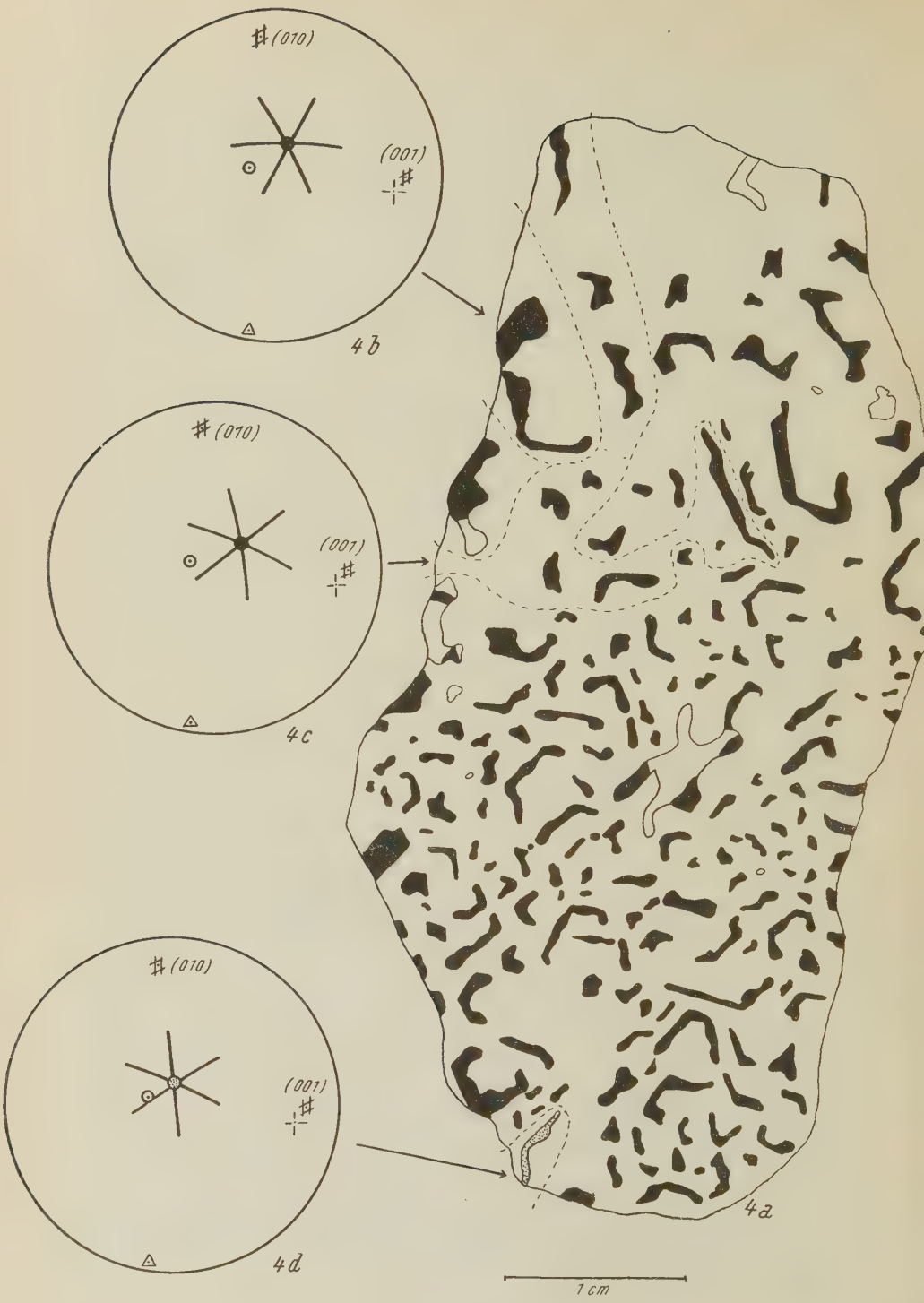


Abb. 4a bis 4d.

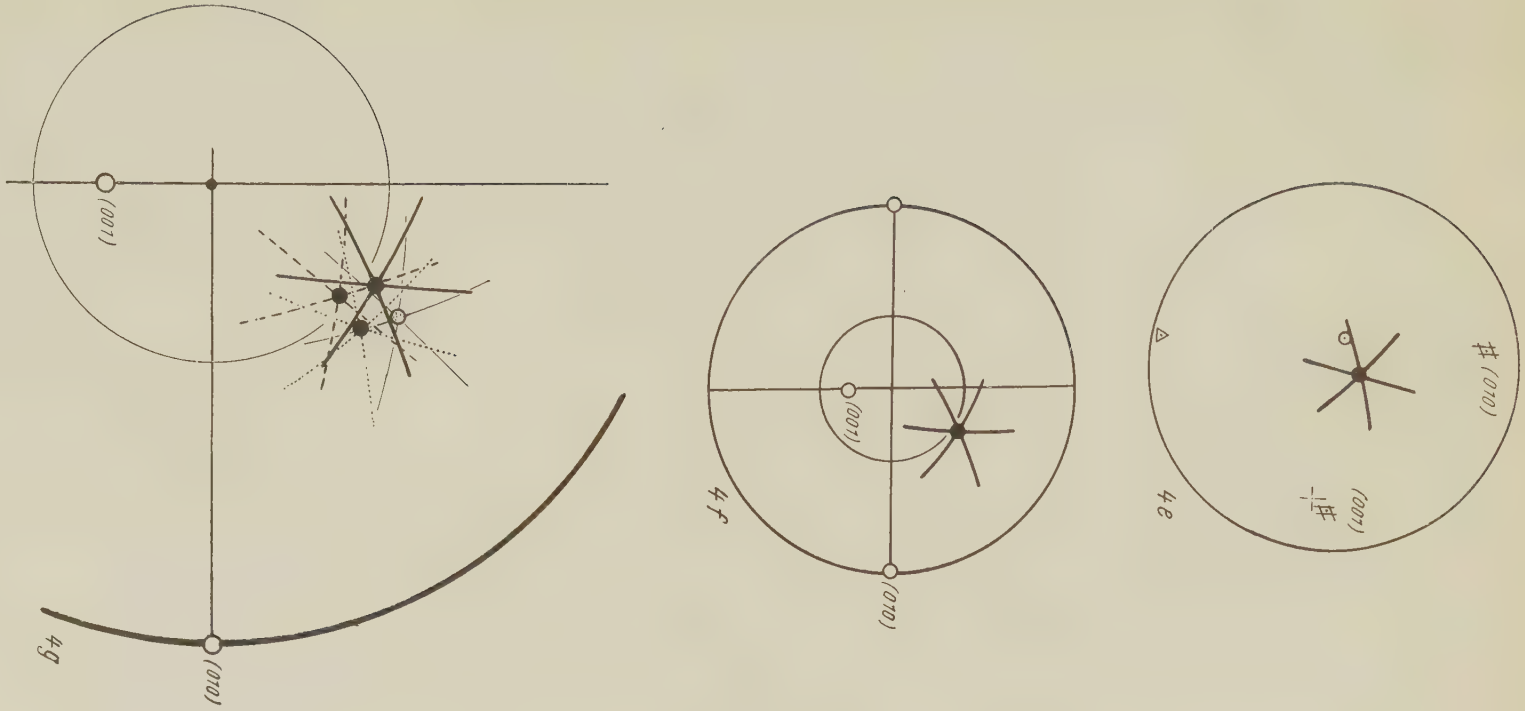


Abb. 4e bis 4g.

Abb. 4. Fodspor, Evje, Setersdal, Norwegen. 4a Schematische Darstellung des Schliffes. Signaturen wie in Abb. 3a. 4b — 4d Stereographische Projektion der Orientierung von Mikroklin und Quarz mit Rhomboederzonen für Schliffebene gleich Projektionsebene für die Nebenmaxima. 4e Dasselbe für das Hauptmaximum. 4f Orientierung von Quarz (mit Rhomboederzonen) des Hauptmaximums in Bezug auf die stereographische Projektion des Mikroklins mit [001] im Mittelpunkt der Projektion. 4g Dasselbe für Hauptmaximum und Nebenmaximum in stärkerer Vergrößerung.

Abb. 5. Crystal. Peak, Colorado. 5a. Schematische Darstellung des Schliffes. Signaturen wie in Abb. 3a. 5b—5e Stereographische Projektion der Orientierung von Quarz und Mikroklin für Projektionsebene gleich Schliffebene. Die Pfeile weisen den Projektionen ihre Bezirke im Schliffbild zu.

Zusammenfassung.

Die Quarzkörner sind entweder Einkristalle oder Dauphinéer Zwillinge. Nicht nur die Z-Achsen der Quarze sind in den Maxima („Verwachsungsgesetz") parallel, sondern auch die X-Achsen und das über weite Bezirke. Sucht man die gemeinsamen Züge in der Orientierung der Quarze gegen den Feldspat heraus, so läßt sich feststellen, daß in den untersuchten Schriftgraniten die Quarzmaxima mit hinlänglicher Genauigkeit in drei Fällen auf dem von *Fersmann* geforderten 42° 15′-Kreis liegen, und zwar bei *Zwiesel, Fodspor* und die Linksquarze bei *Crystal Peak*. Die Rechtsquarze von *Crystal Peak* zeigen eine Abweichung davon, doch ist diese auf Grund der schlechten Vermeßbarkeit des Mikroklins in ihrem Betrag keineswegs gesichert. Für die im 42° 15′-Kreis liegenden Maxima ist ferner zu bestimmen, daß die Zonenachse [001] des Mikroklins in der Mitte zwischen zwei Rhomboederzonen liegt. Dieses gilt streng für *Zwiesel*. Bei *Fodspor* gilt es für das Hauptmaximum und ein, zwei Rechtsquarze umfassendes, Nebenmaximum, dagegen nicht für das eine Linksquarzkorn und ein weiteres Rechtsquarzmaximum mit 9 Körnern. Diese beiden letzten Maxima sind nämlich um 30° gegen die Lage des Hauptmaximums gedreht, so daß eine Rhomboederzone auf [001] des Mikroklins weist. Immerhin erfüllen von 176 Quarzen im Falle *Zwiesel* alle — also 100% diese Bedingung. Im Falle *Fodspor* erfüllen von 182 Körnern 172 Körner — also 94% dieselbe Bedingung. Im Falle *Crystal Peak* gilt dasselbe von allen Linksquarzkörnern und, allerdings mit Abstand in der Genauigkeit, ebenfalls von allen Rechtsquarzkörnern.

Man kann daher sagen, daß für die Hauptmaxima in allen drei untersuchten Schriftgraniten [001] des Mikroklins in der Mitte zwischen den Rhomboederzonen des Quarzes liegt. Das ist aber gerade die Bedingung, die *A. E. Fersmann* (3) für schriftgranitische Verwachsungen fordert.

Da die schriftgranitischen Verwachsungen von Quarz in den untersuchten Fällen auf verschiedenen Stellen des 42° 15′-Kreises liegen (Rose und Woitschach = + D rechts) und da von verschiedenen Forschern diese Verwachsungen sehr häufig gefunden wurden, scheint es sinngemäß zu sein, nach einer Strukturanalogie zwischen Feldspat und Quarz zu suchen, die nach der Tatsache des 42° 15′-Kreises im wesentlichen eine lineare Strukturanalogie sein muß, wie das schon *E. Schiebold* (6) und *K. Spangenberg* und *A. Neuhaus* (7) feststellten. Quarze, die so liegen, haben eine Rhomboederkante (Kante zwischen positivem und negativem Einheitsrhomboeder) in [001] des Feldspates liegen (vgl. *A. E. Fersmann* (3.

S. 90) und *F. K. Drescher-Kaden* (4, S. 112). Die Identitätsperiode, das heißt c_0 für Kalifeldspäte 7·21 Å (zitiert nach *H. Strunz* [8]) ist fast gleich der Identitätsperiode in Richtung der Grundrhomboederkante des Quarzes. Diese beträgt nämlich, berechnet aus den Gitterkonstanten von *P. H. Wei* (9), 7·28 Å. Es wäre also immerhin möglich, daß diese praktische Gleichheit der genannten Identitätsperioden in Beziehung zu schriftgranitischen Verwachsungen dieser Art steht. Selbstverständlich ist es aber, daß die Breite der experimentellen Basis für eine solche ganz allgemeine Behauptung noch zu schmal ist. Es wird immerhin lohnend sein, weitere Untersuchungen darüber zu führen.

Es ist in den beiden vorliegenden Arbeiten vermieden worden, auf genetische Deutungen (vgl. z. B. *A. E. Fersmann* [3], *E. E. Wahlstrom* [10], *F. K. Drescher-Kaden* [4]) einzugehen. Doch scheint es mir notwendig zu sein, die Frage zu behandeln, ob es „Gesetze" der Verwachsung zwischen Quarz und Feldspat gibt. Bekanntlich stehen sich da die Ansichten etwa von *A. E. Fersmann* (3) und *F. K. Drescher-Kaden* (4) gegenüber. Ich glaube, daß es ein wesentlicher Punkt der vorstehenden Untersuchung ist, daß eine Methode geschildert wird, durch die es möglich ist, eine Quarzlage überhaupt zu definieren. Es müßte also untersucht werden, ob jene Fälle, in denen die Quarzlage eines Maximums durch die Richtung der Z-Achsen *und* der X-Achsen des Quarzes in Parallelstellung definiert ist, gesetzmäßige Verwachsungen darstellen. In den, in diesem Sinne untersuchten Fällen scheint für das Vorkommen *Zwiesel* und *Fodspor* eine solche Beziehung zu bestehen. Für das Vorkommen *Crystal Peak* ist diese Beziehung durch die schlechte Ausbildung des Mikroklins nicht so deutlich zu Tage tretend. Jedoch kann auch diese Frage nur von einer wesentlich ausgebreiteteren Statistik aus gelöst werden.

Zum Schluß habe ich noch Herrn *A. Ertl*, Laborant im hiesigen Institut, zu danken, durch dessen Meisterschaft in der Herstellung von Schliffen diese Arbeit zum großen Teil erst möglich wurde.

Nachtrag bei der Korrektur: Erst jetzt ist es mir durch die Literatur bekannt geworden, daß *S. Rösch* (Fortschr. Min., 29/30 [1951], 48) auf eine ähnliche Möglichkeit der Erzeugung von Konoskopbildern, allerdings für Demonstrationszwecke, hingewiesen hat. Im übrigen sei noch erwähnt, daß die optische Einstellung für Laueaufnahmen nach dem von mir geschilderten Verfahren sich auch für andere Kristallarten durchführen läßt.

Literatur.

1. *Heritsch, H.*, Anz. Akad. Wien, math. nat. Kl., 1951, Nr. 9. — 2. *Heritsch, H.*, Tscherm. Min. Pet. Mitt. (dritte Folge), 2 (1951), S. 432. — 3. *Fersmann, A. E.*, Z. Krist., *69* (1929), S. 77. — 4. *Drescher-Kaden, F. K.*, Die Feldspatreaktions-

gefüge der Granite und Gneise. Springer, Berlin, 1948. — 5. *Gault, H. R.*, Amer. Min., *34* (1949), S. 142. — 6. *Schiebold, E.*, Centralbl. f. Min. etc. Abt. A. 1929, S. 378. — 7. *Spangenberg, K.*, und *A. Neuhaus*, Chemie der Erde, *5* (1930), S. 438, besonders S. 508. — 8. *Strunz, H.*, Mineralogische Tabellen. Leipzig, 1949. — 9. *Wei, P. H.*, Z. Krist., *92* (1935), S. 355. — 10. *Wahlstrom, E. E.*, Amer. Min., *24* (1939), S. 681.

Zur Diagenese klastischer Sedimente im Wiener Becken.

Von

H. Wieseneder, Wien.

(Eingelangt am 14. August 1952.)

Die geologische und petrographische Untersuchung der Sedimente des Wiener Beckens sowie des Alpenvorlandes hat eine Reihe von Hinweisen zur Klärung von Fragen gegeben, die im Mittelpunkt des theoretischen und praktischen Interesses sedimentpetrographischer Forschung stehen, so daß die wesentlichen Ergebnisse hier mitgeteilt werden.

Der Begriff Diagenese wurde erstmalig von *Gümbel* (1888) verwendet, um jene Vorgänge zu charakterisieren, die von den losen Absätzen zu den Sedimentgesteinen führen. Es liegt in der Natur derselben, daß ihre Abgrenzung weder gegen die Verwitterung noch gegen die Gesteinsmetamorphose scharf ist. Die Verwitterung findet unter den physikalischen Verhältnissen der Erdoberfläche statt, während sich die Diagenese unter reduktiven Bedingungen vollzieht, wobei Druck und Temperatur mit zunehmender Teufe steigen, so daß sich ein allmählicher Übergang zur Belastungsmetamorphose vollzieht. Da schon die Unterschiede der Klimazonen chemisch und mineralogisch verschiedene Verwitterungsprodukte bedingen, die wir als Podsol-Kaolin-Braun-Roterden oder Laterite kennen, ist anzunehmen, daß die Diagenese mit ihren wesentlich anderen Druck- und Temperaturbedingungen auch andere Mineralumbildungen im Gefolge hat. Nach *Correns* und *Engelhardt* (1938) ist für den chemischen Ablauf der Verwitterung nur der pH-Wert, nicht aber die Temperatur maßgebend. Erhöhte Temperatur hat nur einen rascheren Ablauf der Reaktionen zur Folge. Dies sagt jedoch nicht, daß Reaktionen bei den wesentlich höheren Temperaturen der Diagenese nicht auch chemisch anders verlaufen, ein Umstand, der bisher bei der Deutung von Schwermineralassoziationen allerdings nicht beachtet wurde.

Mit *Pettijohn* (1949) rechnen wir Setzung, Verfestigung, Auflösungserscheinungen und Neubildungen von Komponenten zur Diagenese.

Setzung.

Die Setzung der pelitischen Gesteine verläuft anders als die der Sande und Sandsteine. Ideale Sande einheitlicher Korngröße mit kugeligen Komponenten weisen bei lockerster Packung eine Porosität von 47·6% auf, die durch Kompaktion bis auf 26% reduziert werden kann. Eine weitere Verringerung des Porenvolumens ist nur durch Ausfällung von Bindemittel, ungleichmäßige Körnung (die kleinen Körner füllen die Lücken zwischen den großen aus) oder durch Umbildungsvorgänge anderer Art möglich. Da im Wiener Becken bis 2000 m Tiefe noch häufig Porositäten bis zu 30% in den Sanden gemessen werden können, ist der Einfluß der Belastung bis zu dieser Teufe gering.

Ganz anders verhalten sich die Tone und Tonmergel. Frisch abgelagerte Pelite haben ein Porenvolumen von 50 bis 90%. Sehr bald nach der Sedimentation setzen sich diese Sedimente unter Zerstörung der bei der Koagulation ihrer Primärteilchen gebildeten Flockenstruktur. Dieser Vorgang dauert geologische Zeiträume hindurch an, wie sich aus den Untersuchungen für das Wiener Becken ergab. Bei dem Setzungsvorgang wird das in den Poren enthaltene Wasser ausgepreßt und entweicht mit eventuell vorhandenen Kohlenwasserstoffen nach oben, dem Druckgefälle folgend. Ausfällung von Bindemittel in den Gesteinsporen der Pelite ist nach unseren Beobachtungen selten anzutreffen. Beweisend hiefür ist die unregelmäßige Verteilung der Porosität in den grobklastischen Sedimenten und ihre stetige Abnahme in den Tonmergeln.

Innere Austrocknung?

Mit der Setzung der Sedimente hängt eine wichtige Frage zusammen, die zwar aus dem Problemkreis der Erdölgeologie stammt, für die diagenetischen Vorgänge jedoch von wesentlicher Bedeutung ist.

Die das Erdöl begleitenden Lagerstättenwässer sind durch einen ganz bestimmten Chemismus gekennzeichnet. Neben einer Hauptmenge von Na- und Cl-Ionen sind biophile Elemente, wie J, Br und K angereichert. Der J-Gehalt der Lagerstättenwässer des Wiener Beckens beträgt 20 bis 80 mg/l. In manchen Lagerstätten ist der J-Gehalt so hoch, daß eine technische Gewinnung möglich ist. Sulfate fehlen oder treten zurück, was bisher mit der reduzierenden Wirkung der Kohlenwasserstoffe erklärt wurde. Die Salzkonzentration liegt im Wiener Becken immer unter der des Meerwassers, in anderen Gebieten aber auch beträchtlich darüber. Ältere Beobachter nahmen an, daß das Lagerstättenwasser fossiles, in den Gesteinsporen eingeschlossenes Meerwasser ist, das durch Basenaustausch

im Kontakt mit den Tonmergeln verändert wurde. *Krejci-Graf* (1930) stellte sich dem entgegen und erklärte die Lagerstättenwässer zu einem Nebenprodukt der Erdölbildung. Die Mikroorganismen, die als Ausgangsmaterial der Erdölbildung angenommen werden, sind wie alle Lebewesen reich an Wasser, so daß bei der Entstehung des Erdöls neben Kohlenwasserstoffen ein Vielfaches an Wasser mit der für bestimmte Meeresorganismen typischen Anreicherung von J und Br entsteht.

Was geschieht aber mit dem in den Gesteinsporen bei der Sedimentation eingeschlossenen Meereswasser? *Krejci-Graf* (1930) nimmt an, daß es durch Umsetzungen bei der Diagenese verbraucht wird und bezeichnet diesen Vorgang als „innere Austrocknung". Nach dem genannten Autor ist in Rumänien der Salzgehalt der Lagerstättenwässer unabhängig von der Salinitätsfazies der Gesteinsschichten, was als Beweis für die Unabhängigkeit derselben vom Salzgehalt des Meeres im Sedimentationsraum angeführt wird. Auch werden Beispiele anscheinend völlig trockener mariner Sedimente gegeben (aus Untertageaufschlüssen), die bei Berührung mit Feuchtigkeit Wasser aufnehmen. Es ist klar, daß die Frage der „inneren Austrocknung" von wesentlicher Bedeutung für die Beurteilung diagenetischer Vorgänge ist, da es ohne Wasser in den Gesteinsporen weder intrastratale Lösung noch Mineralneubildungen in den von den Tagwässern nicht berührten Sedimenten geben könnte.

Eine Untersuchung dieser Frage muß von der mineralogischen Zusammensetzung der Tonmergel ausgehen, da nur in diesen Reaktionen denkbar sind, bei denen Wasser verbraucht wird. Die zu 99% aus Quarz und Kalzit bestehenden Sande und Sandsteine scheiden aus, da es wasserverzehrende Reaktionen bei der Umbildung ihrer Komponenten nicht gibt. In den neogenen Tonmergeln des Beckens liegt der Rohtonanteil (Korngröße kleiner als 0·002 mm) zwischen 15 und 60%. Der Gehalt an Kalzit und Dolomit beträgt zirka 20% und kommt für eine Bindung des Wassers nicht in Frage. Ähnlich steht es mit den 40 bis 50% Quarz- und dem bis zu 20% betragenden Glimmeranteil. Der Feldspatgehalt steigt bis zu höchstens 10% an, während alle übrigen Silikate in so geringer Menge auftreten, daß sie bei eventuellen Umbildungsvorgängen quantitativ nicht in Erscheinung treten. Von den genannten Komponenten könnte nur durch die Umbildung des Feldspates zu Tonmineralien Wasser gebunden werden. Da die Entstehung der wichtigsten Tonmineralien jedoch an die Bedingungen der Oberflächenverwitterung geknüpft ist, erscheint ein solcher Vorgang sehr unwahrscheinlich. Tatsächlich wird, zumindest für ältere Sedimente von *Pettijohn* (1949) und anderen amerikanischen Autoren das Umgekehrte an-

genommen; aus dem tonigen Bindemittel klastischer Gesteine soll eine „Paste" von Chlorit, Serizit, Albit und Kalzit entstehen. Wenn sich hiefür in unserem Untersuchungsgebiet auch keine Anhaltspunkte ergeben haben, so möchten wir doch daran festhalten, daß die Tonmineralien als Verwitterungsprodukte der umgebenden Festländer des Beckens eingeschwemmt wurden. Sind Tonmergel, auch wenn sie dem Einfluß der Tagwässer entzogen sind, wirklich trokken? Wir können diese Frage nach dem Studium der Bohrlochdiagramme verneinen. Der elektrische Widerstand der Tone und Tonmergel ist gering, was nur damit zu erklären ist, daß ihre Porenflüssigkeit aus Salzwasser besteht. Die Zusammensetzung des Porenwassers ist in dem von uns untersuchten Gebiet der Salinitätsfazies der Sedimente ähnlich. Weshalb wir es als connate betrachten. Außerdem wäre es unmöglich, alle Salzwässer eines Feldes nur biogenetisch zu erklären, da die Wassermengen viel zu groß sind. Alle diese Gründe führten zur Auffassung, daß es eine „innere Austrocknung" nicht gibt. Da aber ein großer Teil des ursprünglich in den Sedimenten enthaltenen Wassers durch statischen oder Gebirgsdruck ausgepreßt wurde, werden die Pelite mit zunehmendem Alter und Belastungsdruck trockener, ohne aber daß dieser Vorgang mit chemischen Umsetzungen im Gestein verbunden ist. Bei Berührung mit Oberflächenwasser können sie, wenn die Belastung wegfällt, wieder unter Wasseraufnahme quellen. Das kann in Stollen der Fall sein. Die Lagerstättenwässer sind als Mischungen von fossilem Meerwasser mit Nebenprodukten der Erdölbildung und Tagwässern zu erklären.

Zementation.

Wie in den meisten Sedimentationsgebieten vollzog sich auch im Wiener Becken die Sedimentation rhythmisch, wobei die Schuttlieferung durch Bewegungsvorgänge im Hinterland gesteuert wurde. Quer durch das Becken zieht der NNW—SSO verlaufende, nach Osten fallende, synsedimentär angelegte Steinbergbruch. Das Sarmat der östlich gelegenen Tiefscholle enthält in Bruchnähe 20 Sandhorizonte. Jede dieser 2 bis 40 m mächtigen Sandlagen stellt mit einem Teil des liegenden Tonmergels einen Kleinzyklus der Sedimentation dar. Die Schüttung beginnt feinkörnig, es folgen mergelige Sande, die ihrerseits von gut gesaigerten Sanden überlagert werden. Es kommt auch das Umgekehrte vor; der Zyklus beginnt mit durchlässigen Sanden, das Material wird feiner und schließt mit feinkörnigen Tonmergeln, worauf der nächste Zyklus wieder mit porösen Sanden beginnt. In diesem Fall ist aber die unten geschilderte Art der Zementation nicht zu beobachten. Mit der Korngröße

hängt im Wiener Becken auch der Kalkgehalt, und zwar in allen stratigraphischen Stufen, zusammen. Er ist in den Grobsanden am größten (60 bis 30%) und in den Peliten am geringsten (15 bis 22%). Häufig ist nun die oberste Sandlage eines Zyklus zu einem festen Sandstein verkittet, so daß im untersuchten Gebiet die Verfestigung mit dem Sedimentationsrhythmus zusammenhängt. Auftretende Megafossilien sind in diesen Sandsteinen meist nur als Steinkerne oder Negativhohlräume erhalten. Der Verkittungsvorgang ist wohl so zu verstehen, daß die Aragonitschalen der Mollusken gelöst und das Material als Bindemittel wieder ausgefällt wurde. Diese Art der Zementation ist im Sarmat und Torton des Wiener Beckens weit verbreitet.

In ganz anderer Weise hat sich die Diagenese der Gesteine des Flyschuntergrundes vollzogen. Während im Neogen der Beckenfüllung nur einzelne Lagen stärker verkittet sind, alles übrige aber aus mehr oder minder losen Sanden und unverfestigten Tonmergeln besteht, erfaßt die Diagenese den ganzen Flyschkomplex. Dies ist mit seiner Faltung, seinem höheren Alter und größerer Mächtigkeit zu erklären. Gefügeuntersuchungen zeigen, daß in den Gesteinen an den die Druckkräfte übertragenden Berührungsstellen Material gelöst wurde, das in druckfreien Porenräumen wieder zum Absatz kam. Mit anderen Worten ist hier, wenn auch in geringem Umfange, das Riekesche Prinzip wirksam. Lücken zwischen den Körnern existieren in der ursprünglichen Form nicht mehr, sie sind als schmale Schlitze zwischen den neugebildeten Körnern entwickelt. Von der Umkristallisation sind allerdings nur die kleineren Körner erfaßt, während die größeren hievon nicht berührt wurden. Hand in Hand mit diesen Vorgängen sinkt das Porenvolumen der Sandsteine unter 10% ab. Art und Zeitpunkt der Verkittung sind wesentlich, da in dichten undurchlässigen Sedimenten instabile Komponenten als Relikte erhalten bleiben können.

Diagenetische Veränderungen des Schwermineralbestandes.

Obwohl Anätzungen allothigener Komponenten der Sedimente bereits seit langem, *Bramlette* (1929), *Edelman* und *Doeglas* (1932), *v. Moos* (1935) und *Claus* (1938) bekannt sind, wurde die Bedeutung der Verwitterungsauslese für die Entstehung der Schwermineralassoziationen erst viel später erkannt. *Neumaier* und *Wieseneder* (1939), *Zöbelein* (1940) und *Weyl* (1950, 1952). Die allgemein bekannte Tatsache der Instabilität der Schwerminerale hat zur Aufstellung von Stabilitätsreihen durch verschiedene Autoren geführt. Weitgehende Unstimmigkeiten in der Reihung, auf die *Weyl* (1950)

und *Andel* (1952) verwiesen haben, deuten darauf hin, daß mit den bisher bekannten Tatsachen der Mineralauslese durch Transport und Verwitterung die Mineralassoziationen der Sedimente nicht restlos zu erklären sind. Die allgemein zu beobachtende Verarmung des Mineralbestandes der Sedimente mit zunehmendem Alter und Teufe ist durch *Pettijohn* (1949) auf die Wirkung der Porenwässer zurückgeführt worden.

Andel (1952) lehnte diese Deutung ab und versuchte die progressive Bereicherung des Mineralbestandes der sedimentären Schichten im Bereich des alpidischen Orogens mit der Gebirgsbildung selbst in Zusammenhang zu bringen. In den von ihm untersuchten Gebieten folgt auf eine Turmalin-Zirkongesellschaft des Mesozoikums eine Granatassoziation, auf diese eine Granat-Staurolith-Disthengesellschaft, die von einer Granat-Hornblende-Epidotassoziation abgelöst wird. Der genannte Autor nimmt an, daß während der Hauptgeosynklinalphase das weitgehend eingebnete und tiefgründig verwitterte Festland das Sedimentmaterial lieferte, und dieses während der Zuschüttung der Geosynklinale noch mehrfach umgelagert und weiter ausgemerzt wurde. Bei der folgenden Hebung und Erosion des Gebirges fallen zunächst die äußeren wenig metamorphen Zonen und nachher die mineralreichen kristallinen Kerne der Erosion zum Opfer, woraus sich die Zunahme des Mineralreichtums mit abnehmendem geologischem Alter ergäbe. Zweifellos spielt die Bloßlegung der Innenzonen der Faltengebirge bei der Entwicklung der Schwermineralassoziationen der korrelaten Sedimente eine wichtige Rolle. Sie allein vermag jedoch nach unseren Erfahrungen in der nordalpinen Saumtiefe die Abfolge der Schwermineralgesellschaften nicht zu erklären.

Im Inneralpinen Wiener Becken lassen sich folgende Schwermineralassoziationen feststellen: Das Mittelpannon wird durch eine Granat-Hornblende-Epidot-Staurolithassoziation gekennzeichnet. Mit zunehmender Teufe tritt die Hornblende unter Ätzerscheinungen zurück, so daß das Unterpannon nur mehr Granat, Epidot und Staurolith als Hauptgemengteile enthält. Epidot läßt sich bis ins Obersarmat verfolgen und verschwindet dann ebenfalls, so daß das untere Sarmat, Torton und Helvet Granat-Staurolith-Disthenassoziationen mit etwas Zirkon und Turmalin enthalten. Im Helvet treten auch Disthen und Staurolith stärker zurück. Ätzerscheinungen an diesen Mineralien werden häufiger. Im Eozänflysch des Beckenuntergrundes treten Zirkonassoziationen auf, während der Kreideflysch durch eine Granat-Zirkongesellschaft charakterisiert ist. Staurolith kommt im Flysch nur als seltenes Ätzrelikt vor.

Die Deutung unserer Granat-Staurolith-Disthenassoziationen, die ähnlich aber auch in anderen Gebieten verbreitet sind, durch Umlagerung älterer Sedimente ist nicht möglich, da diese weder Staurolith noch Disthen enthalten. Auch Transportauslese kommt meines Erachtens nach nicht in Frage, da wir dann die feinst zerstoßenen Hornblenden und Epidote in den Tonmergeln finden müßten, was aber nicht der Fall ist. Man könnte an Verwitterungsauslese im Liefergebiet denken; aber *Andel* hat selbst auf ihre geringe Bedeutung im Stadium der Gebirgsbildung verwiesen. Außerdem ist der Staurolith nach unseren Untersuchungen, zumindest bei der Verwitterung im sauren Milieu, verwitterungsstabil. In unseren älteren Untersuchungen konnten wir zeigen, daß Staurolith, Disthen und Andalusit neben Zirkon, Turmalin und Rutil verwitterungsstabil sind, während Augite, Hornblenden, Granat und Epidot zerstört werden.

Das für die neogenen Granat-Staurolithassoziationen Gesagte gilt in ähnlicher Weise für die Granatassoziationen des Flysches. Die in den Flyschsedimenten enthaltenen kristallinen Gerölle und Scherlinge beweisen, daß eine Belieferung von einem kristallinen Lande oder einer Schwelle aus erfolgte.

Zwar hat sich die Zusammensetzung der Einzugsgebiete im Verlauf der orogenetischen Entwicklung gewiß geändert, so daß auch wir die Zirkon-Turmalin-Rutilassoziationen als das Ergebnis der Umlagerung einförmiger Sedimente halten möchten. Doch ist es nicht möglich, auf diese oder ähnliche Art die Granat- und Granat-Staurolithassoziationen zu erklären. Die genannten Mineralien sind Komponenten des meso- bis katazonalen Kristallins, und dieses enthält immer auch Amphibolite, Prasinite und andere Hornblende und Epidot führende Gesteine, so daß wir diese Minerale in den Sedimenten des voralpinen Oligozäns bzw. des Miozäns antreffen müßten, wenn sie nicht nach der Ablagerung zerstört worden wären. Ich glaube daher aus der Verarmung des Mineralbestandes mit zunehmender Teufe und aus der steigenden Ätzung der instabilen Komponenten der älteren Sedimente eine Veränderung des Schwermineralbestandes bei der Diagenese ableiten zu dürfen. Mit *Pettijohn* (1949) sehe ich in der Wirkung der Porenwässer die Hauptursache für diese Erscheinung. Die Intensität des Angriffes hängt vom pH-Wert der Lösungen, der Durchlässigkeit der Schichten, der Temperatur und dem geologischen Alter ab. Es ist daher leicht verständlich, daß sie großen Schwankungen unterliegt.

In diesem Zusammenhang ist erwähnenswert, daß in letzter Zeit in dichten Kalksandsteinen des Flysches mehrfach Hornblende gefunden werden konnte. Ich deute dies so, daß der Flysch ursprüng-

lich auch etwas Hornblende enthielt, diese aber nur noch in ganz dichten Kalksandsteinen erhalten blieb.

Bisher wurde nicht beachtet, daß schon auf Grund der verschiedenen physikalisch-chemischen Bedingungen ein wesentlicher Unterschied zwischen der auslesenden Wirkung der Oberflächenverwitterung und den Mineralumbildungen bei der Diagenese bestehen muß. Beim ersten Vorgang werden neben Augit, Hornblende, Epidot auch Granat und Apatit zerstört, während Staurolith, Disthen, Andalusit, Zirkon, Rutil und Turmalin relativ angereichert werden. Bei der Diagenese sind dagegen Granat (bestimmte Typen) stabil; Staurolith, Disthen und Andalusit verfallen dagegen einer allmählichen Zerstörung durch die Porenwässer. Auch Granat zeigt in Sedimenten sehr häufig Ätzspuren. Trotzdem ist dieses Mineral bis in die ältesten Schichten verbreitet. Wir müssen dabei berücksichtigen, daß der Chemismus der Granatgruppe in sehr weiten Grenzen schwankt. Nach den bisherigen Erfahrungen müßte man annehmen, daß grossular- und pyropreiche Granaten leichter zerstört werden als Almandine. Doch bedarf diese Frage noch einer experimentellen Überprüfung. Dieses unterschiedliche Verhalten der wichtigsten Schwerminerale erklärt die bisherigen Differenzen der Stabilitätsreihen verschiedener Autoren, so daß wir nunmehr eine Stabilitätsreihe für die Verwitterung und eine für die Diagenese aufstellen können. Nach unseren bisherigen Erfahrungen sehen diese für die wichtigsten Schwerminerale wie folgt aus:

Reihen zunehmender Stabilität:

1. Oberflächenverwitterung:	2. Diagenese:
Olivin	Olivin
Augit	Augit
Hornblende	Hornblende
Apatit	Epidot
Granat	Sillimanit, Staurolith
Epidot	Andalusit, Disthen
Staurolith, Disthen, Andalusit, Sillimanit	Granat
	Apatit
Turmalin, Zirkon, Rutil.	Turmalin, Zirkon, Rutil.

Aus dieser Aufstellung ist ersichtlich, daß die erste Reihe große Ähnlichkeit mit den von *Sindowski* (1940) und *Weyl* (1950) aufgestellten Stabilitätsreihen hat. Die zweite Gruppe entspricht dagegen mehr den Reihungen von *Pettijohn* und *Dryden* (1946). Dies hängt offenbar damit zusammen, daß die zuerst genannten Autoren jüngere Ablagerungen mit Einwirkungen der Oberflächenverwitterung stu-

dierten. Die amerikanischen Forscher dagegen vorwiegend ältere Sedimente mit stärkeren diagenetischen Veränderungen. Die Ursachen der Auflösung bestimmter Mineralien in den Sedimenten sind die in den Gesteinsporen zirkulierenden Wässer. Der Grund des verschiedenen Verhaltens bei Verwitterung und Diagenese dürfte vor allem auf den pH-Wert der angreifenden Lösungen und auf die Gegenwart, bzw. Mangel an Sauerstoff zurückzuführen sein. Wir hoffen, auch diese Frage experimentell prüfen zu können.

Auf Grund der gegebenen Analyse der Schwermineralassoziationen ist auch eine genetische Klassifikation von Sanden und Sandsteinen möglich. In den von der Diagenese und Verwitterung wenig beeinflußten Absätzen finden sich hauptsächlich drei Assoziationen immer wieder, die wir auch als „Vollsande" bezeichnen können:

1. *Granat-Hornblende-Epidotassoziationen* mit Staurolith und Disthen als wesentlichen Nebengemengteilen. Zirkon ist oft auffällig spärlich vertreten. Sie sind von kristallinen Gebieten alpinen Typs abzuleiten. Nach meinen Beobachtungen ist das spärliche Auftreten von Zirkon für alpine Orthogneise charakteristisch. Auch heute führen die großen Alpenflüsse Rhein, Inn und Salzach solche Assoziationen.

2. *Granat-Hornblendeassoziationen,* eventuell mit Augit aber ohne Epidot und verschiedenen Nebengemengteilen. Diese Assoziationen führen auch häufiger Zirkon, Sillimanit sowie Andalusit und stammen aus hochmetamorphem Kristallin vom Typus des Moldanubikums.

3. *Zirkonassoziationen* mit Turmalin, Apatit und frischem Biotit sowie diversen Begleitmineralen. Diese Assoziationen kennen wir aus den Granitgebieten der Böhmischen Masse, sie interferieren oft mit dem Typ 2.

Aus Typ 1 können sich unter dem Einfluß der Verwitterung im sauren Milieu *Epidotassoziationen* entwickeln, wobei unter Abnahme des Gesamtschwermineralgehaltes die verwitterungsstabilen Komponenten zunächst noch als Nebengemengteile fungieren. Durch weiter fortschreitende Verwitterung streben diese Assoziationen dem klimatisch bedingten Endzustand zu, wobei das jeweils vorherrschende verwitterungsstabile Mineral Hauptgemengteil wird. Da dies in der Regel Staurolith ist, sind *Staurolithassoziationen,* wie sie von *Neumaier* und *Wieseneder* (1939) und *Zöbelein* (1939) beschrieben wurden, charakteristisch. Auch das Braunkohle führende Miozän von Neu-Wildshut in Oberösterreich enthält nach freundlicher mündlicher Mitteilung von *G. Woletz* eine Staurolithassoziation un-

mittelbar unter der Braunkohle, die aus einer Granat-Hornblende-Epidotassoziation mit Staurolith als Nebengemengteil durch Verwitterungsauslese hervorging. In ähnlicher Weise sind auch andere in der Literatur beschriebene Staurolithanreicherungen in Sedimenten zu erklären; da es primäre Muttergesteine, die eine solche Assoziation liefern könnten, gar nicht gibt.

Bei der Diagenese entstehen aus Granat-Epidot-Hornblende-Staurolithassoziationen über *Granat-Epidot-Staurolithgesellschaften* reine *Granatspektren*. Die Abnahme der Gesamtschwermineralgehalte solcher Serien, sowie die Zunahme der Ätzerscheinungen mit der Tiefe läßt sich gut verfolgen. Allerdings können mehr oder minder reine Granatsande auch durch Transportsaigerung entstehen. Doch ist bei dieser Art der Auslese der Einfluß der Korngröße deutlich wahrnehmbar, der mit zunehmender Bedeutung der Diagenese schwindet. In Sedimenten, deren Schwermineralverteilung von den Gesetzen der Transportauslese beherrscht wird, geht der Staurolith mit dem Granat, das heißt, daß jedem Granatmaximum ein Staurolithmaximum zukommt. Hornblende und Epidot reichern sich in den feinkörnigen Sedimenten an, so daß den Minima der zuerst genannten Komponenten Maxima der zuletzt genannten gegenüberstehen. Entsteht aus einem Vollsand 1 durch Transportauslese ein reiner Granatsand, so wird man in den feineren Begleitsedimenten noch die anderen Komponenten nachweisen können. Diese Verteilungsgesetze treten mit zunehmendem Einfluß von Diagenese oder Verwitterung zurück. Jede Schwermineralprovinz hat neben der hier gegebenen allgemeinen Charakteristik auch ihre speziellen Züge. Diese äußern sich im Habitus der Komponenten und im Auftreten oft sehr charakteristischer Nebengemengteile.

Nach der Erkenntnis der Bedeutung sekundärer Veränderungen des Mineralbestandes der Sedimente erhebt sich die Frage, wieweit die Schwermineralanalyse für Schichtkorrelationen herangezogen werden kann. Diese Frage ist für jüngere Ablagerungen und Terrassensedimente dahin zu beantworten, daß die Verwitterung vielfach erst jene Unterschiede schafft, die stratigraphische Auswertungen ermöglicht. Orogene Serien erschienen im Gegensatz dazu oft einförmig, worauf *Moos* (1935) verwiesen hat.

Neubildungen.

Der auflösenden Wirkung der Porenwässer steht die Neubildung von authigenen Komponenten gegenüber. Glaukonit fehlt in den neogenen Sedimenten des Wiener Beckens fast vollständig, offenbar waren die Temperaturbedingungen nicht gegeben. Die vereinzelt

auftretenden Glaukonitkörner dürften zum größten Teil aus dem Flysch des Beckenrandes stammen. Sehr häufig ist die Neubildung von Kalzit und Dolomit unter den im Kapitel Zementation geschilderten Bedingungen. Quarz, Feldspat oder andere Silikate kommen authigen nicht vor. Pyrit findet sich dagegen in allen Schichten häufig, und zwar besonders als Ausfüllung von Foraminiferenschalen. Auch Kupferkies ist wiederholt als Neubildung beobachtet worden. Gips findet sich lediglich in der gelben Serie des Oberpannons als primäre Bildung.

Im Flysch dagegen ist die Neubildung authigener Komponenten schon viel häufiger zu beobachten. Zunächst ist der Eozänflysch und bestimmte Schichten der Oberkreide durch reichliche Glaukonitführung ausgezeichnet, wobei dieses Mineral sehr häufig die Nummulitenschalen ausfüllt. Vielfach treten in Glaukonit-führenden Eozänsandsteinen winzige Bergkriställchen als Neubildungen auf. Auch sonst ist Neubildung von Quarz im Flysch weit verbreitet, wobei es klar ist, daß das Material nur aus innerhalb der Sedimente zirkulierenden Lösungen stammen kann. Die Neubildung von Albit konnte noch nicht mit Sicherheit festgestellt werden, ist jedoch wahrscheinlich. Kalzit, Dolomit und stellenweise auch Ankerit treten allgemein als Neubildungen auf. Baryt wurde ebenfalls wiederholt authigen beobachtet. Für authigenen Turmalin, Zirkon, Rutil oder andere Silikate, wie sie in der amerikanischen Literatur beschrieben werden, fanden sich keine Anhaltspunkte.

Literatur.

Andel, Tj. H., Zur Frage der Schwermineralverwitterung in Sedimenten. Erdöl und Kohle, *5*, H. 2 (1952), 100. — *Bramlette, M. N.*, Natural etching of detrital garnet. The American Mineralogist, *14* (1929), 336. The stability of minerals in sandstone. J. of Sedimentary Petrology, *11* (1941), 32. — *Claus, G.*, Schwerminerallien aus kristallinen Gesteinen des Gebietes zwischen Passau und Cham. N. Jb. f. Min. etc. Beil. Bd. *71* (1936), 1. — *Correns, C. W.*, und *W. v. Engelhardt*, Neue Untersuchungen zur Verwitterung des Kalifeldspates. Chemie der Erde, *12* (1938), 1. — *Edelman, C. H.*, und *D. J. Doeglas*, Reliktstrukturen detritischer Pyroxene und Amphibole. Min. Petr. Mitt., *42* (1932), 482. Über Umwandlungserscheinungen an detritischem Staurolith und anderen Mineralien. Min. Petr. Mitt., *45* (1934), 225. — *Dryden, L.*, und *C. Dryden*, Comperative rates of wheathering of some common heavy minerals. Journal of Sedimentary Petrology, *16* (1946), 91. — *Gümbel, K. W. v.*, Grundzüge der Geologie. Kassel, 1888. — *Krejci-Graf, K.*, Grundfragen der Erdölgeologie. Schriften aus dem Gebiet der Brennstoffgeologie, H. 4. Ferd. Enke, Stuttgart, 1930. Zur Bildung und Zusammensetzung der brennbaren Gesteine. Geol. Rundsch., 29 (1938), 401. — *Moos, A. v.*, Sedimentpetrographische Untersuchungen an Molassesandsteinen. Schw. Min. Petr. Mitt., *15* (1935), 165. — Zur Petrographie der Quarzsande und mageren Hupperde der Bohnerzformation im schweizerischen Juragebirge. Schw. Min. Petr. Mitt., *16* (1936), 318. — *Neumaier, F.*, und *H. Wieseneder*. Geologische und sedimentpetrographische Untersuchungen im niederbayrischen Tertiär. S. B.

bayr. Akad. Wiss. (1939). — *Pettijohn, F. J.*, Sedimentary Rocks. Harper a. Br., New York, 1949. — *Sindowski, K. H.*, Grundsätzliches zur Schwermineralanalyse der diluvialen Rheinterrassen und Lösse des Mittel- und Niederrheingebietes. Z. dtsch. Geol. Ges., *92* (1940), 477. — *Wieseneder, H.*, Petrographische Analyse der Sedimentabfolge in der nordalpinen Saumtiefe Ober- und Niederbayerns. N. Jb. f. Min. etc. Abt. B. *88* (1943), 157. — *Weyl, R.*, Schwermineralverwitterung und ihr Einfluß auf die Mineralführung klastischer Sedimente. Erdöl und Kohle, *3* (1950), 209. — Zur Frage der Schwermineralverwitterung in Sedimenten. Erdöl und Kohle, *5*, H. 1 (1952), 29. — *Zöbelein, H.*, Geologische und sedimentpetrographische Untersuchungen im niederbayrischen Tertiär. (Blatt Pfarrkirchen.) N. Jb. f. Min. etc. Beil. Bd. *84*, B (1940), 233.

Aus dem I. Physikalischen Institut der Universität Wien.

Fluorochromierungsstudien an stark zerkleinerten Mineralien.

Von

E. Votava.

(Eingelangt am 21. Oktober 1952.)

Die Untersuchung und Analysierung stark zerkleinerter Mineralien in Gemengen ist in den letzten Jahrzehnten auf vielen Gebieten unumgänglich notwendig geworden und hat daher große Bedeutung erlangt. Mit den bisher gebräuchlichen mikroskopischen Methoden kann eine solche Analysierung durchgeführt werden:

1. Mit Hilfe der Einbettung der Teilchen in Flüssigkeiten mit bekanntem Brechungsindex, wobei diejenigen Teilchen mit gleichem Brechungsindex erfaßt werden (verfeinert wird dieses Verfahren noch durch Verwendung der Beckeschen Linie).

2. Mit Hilfe des Polarisationsmikroskopes auf Grund der optischen Eigenschaften der Mineralien und

3. mit Hilfe der Anfärbbarkeit der Mineralien.

Die ersten beiden Methoden sind jedoch aus Gründen, die hier nicht näher erörtert werden sollen (1), nur bis zu Korngrößen 5 μ bzw. 10 bis 15 μ anwendbar. Die letzte der erwähnten Methoden, nämlich die Anfärbung mit Hilfe von organischen oder anorganischen Farbstoffen bzw. Chemikalien, die farbige Reaktionsprodukte liefern, führt bei den feinsten Teilchen, wenn der Farbstoffüberzug nicht sehr stark ist, zu Beobachtungsschwierigkeiten, da es dann schwer fällt, die angefärbten von den nicht angefärbten Teilchen zu unterscheiden.

Diese Schwierigkeiten gaben Veranlassung zu einer Untersuchung, inwieweit die bewährten Methoden der Fluoreszenzmikroskopie auch auf dem Gebiete der Mineralanalyse Anwendung finden können. Die Untersuchung der Primärfluoreszenz wird hier wenig Erfolg bringen. Denn die Fluoreszenz eines Minerals ist kein eindeutiges Charakteristikum für dieses. Außerdem zeigen manche Mineralien je nach ihrem Vorkommen verschiedene Fluoreszenz-

farbe. Es sei diesbezüglich hier nur auf die zusammenfassende Arbeit von *H. Haberlandt* und *A. Köhler* (2) verwiesen. Die Untersuchung der sekundären Fluoreszenz von Mineralien durch Anfärbung derselben mit Fluorochromen hat bisher in der Mineralogie keinen Eingang gefunden; die Versuche, über die im folgenden berichtet wird, zeigen jedoch die Möglichkeit auf, Mineralien auch auf diese Weise zu untersuchen.

Die Fluorochromierung wurde nicht, wie dies bei biologischen Präparaten der Fall ist, auf Objektträgern, sondern in Zentrifugengläschen durchgeführt. Die gepulverten Mineralien wurden in diesen mit der Fluorochromlösung aufgeschwemmt, einige Minuten stehen gelassen, anschließend zentrifugiert und mehrmals mit destilliertem Wasser gewaschen. Diesem Prozeß kann natürlich eine Vorbehandlung mit Säuren oder anderen chemischen Reagenzien — entweder zum Zwecke der Bildung einer oberflächlichen Gelschichte oder zur selektiven Herauslösung bestimmter Mineralkomponenten — vorangehen. Die so behandelten Mineralteilchen wurden anschließend unter dem Fluoreszenzmikroskop auf ihre sekundäre Fluoreszenz untersucht.

Von den verwendeten Fluorochromen konnten mit Akridingelb in wäßriger oder alkoholischer Lösung die besten Resultate erzielt werden. Bei allen Proben wurde eine Konzentration 1 : 500 verwendet. Besondere Aufmerksamkeit muß der Bereitung der Farbstofflösung zugewendet werden. Ungelöste Farbkörnchen können das Ergebnis verfälschen und es ist daher am besten, die Lösung vor Gebrauch zu zentrifugieren.

Als Ergebnis dieser Untersuchung kann gesagt werden, daß sich die Mineralien gegenüber einer Anfärbung mit Fluorochromen unterschiedlich verhalten. Es können drei Gruppen gebildet werden, nämlich Mineralien, die sich sehr stark anfärben lassen, dann solche die sich deutlich anfärben lassen und solche, die nicht anfärbbar sind. Damit aber ist die Möglichkeit einer differentiellen Mineralanalyse gegeben. Insbesondere, da man selbstleuchtende Teilchen beobachtet, sind noch Körnchen unterhalb der Sichtbarkeitsgrenze zu erkennen. Daher eignet sich dieses Verfahren gut für die schwierige Analyse feinster Kornfraktionen und ist dem gewöhnlichen Anfärbeverfahren im gewissen Sinne überlegen.

Das Bild, welches sich im Fluoreszenzmikroskop bietet, ist äußerst kontrastreich. Die fluorochromierten Teilchen leuchten in der dem verwendeten Farbstoff entsprechenden Fluoreszenzfarbe und sind deutlich von den nicht angefärbten Teilchen zu unterscheiden. Das Präparat wird dabei einmal im gewöhnlichen Licht, anschließend

im U. V.-Licht beobachtet. Die für diese Untersuchung verwendete Fluoreszenzeinrichtung Lux-U. V. der Firma Reichert gestattet dies in einfacher Weise durch Ein- und Ausschalten der U. V.-Filter.

Tab. 1 zeigt eine Zusammenstellung von Mineralien, die mit dieser Methode untersucht wurden. Die Fluorochromierung erfolgte in wäßriger Lösung ohne Vorbehandlung. Nur bei Talk wurde alkoholische Lösung verwendet.

Tab. 1. *Anfärbbarkeit von Mineralien mit Akridingelb.*

Nicht anfärbbar	Deutlich anfärbbar	Fluoreszenzfarbe	Stark anfärbbar	Fluoreszenzfarbe
Quarz	Wyoming-Bentonite	gelb	Kaolin	gelb
Kalkspat	Augit	gelb	Talk	gelb-grün
Glimmer	Seladonit	matt-gelb	Glaukonit	gelb
Bayerite	Chlorit	gelb	Halloysit	gelb
Olivin	Chrysotil-Asbest	orange-gelb		
Albit	Opal	grau-gelb		
Anorthit	Bauxite	orange-gelb		
Tremolit				

Das Verfahren erwies sich sehr brauchbar bei der Analysierung von Talkstaubproben, wo es darauf ankam, den Quarzgehalt zu bestimmen. Gerade bei Talkuntersuchungen bei Anwesenheit von Quarz ist die Einbettungsmethode überhaupt nicht anwendbar, da sich die Brechungsindices beider Mineralien fast decken. Dagegen läßt sich Talk mit Akridingelb sehr stark anfärben im Gegensatz zu Quarz, so daß eine Unterscheidung leicht und sicher durchgeführt werden kann. Ist etwa auch der mit Talk oft vergesellschaftete Chlorit zu erfassen, so muß man in diesem Fall die röntgenographische Methode heranziehen, da Chlorit ebenfalls anfärbbar ist. Dieses Beispiel zeigt, daß das hier beschriebene Fluorochromierungsverfahren natürlich keinen Anspruch auf Alleingültigkeit erheben kann. Es soll nur infolge seiner Einfachheit die üblichen Methoden ergänzen.

Die Möglichkeiten, die sich der Fluoreszenzmikroskopie auf diesem Gebiete eröffnen, sind damit aber noch nicht erschöpft. Es werden weitere Versuche zeigen müssen, inwieweit die sekundäre Fluoreszenz z. B. bei der Untersuchung von Gesteinsschliffen verwendet werden kann und auch die Vorbehandlung der als nicht anfärbbar erkannten Mineralien zum Zwecke der Bildung einer oberflächlichen Gelschichte, die dann den Fluoreszenzfarbstoff adsorbieren kann, wird von einigem Interesse sein.

Dem Leiter der Österreichischen Staub- (Silikose-) Bekämpfungsstelle, Herrn Prof. Dipl.-Ing. *H. Zechner*, danke ich für die Unter-

stützung sowie auch Herrn Pd. Dr. *J. A. Schedling* für die Beistellung der Fluoreszenzeinrichtung.

Literatur.

1. *Gärtner, H.*, und *G. Pfefferkorn*, Schriftenreihe aus dem Hygienischen Institut und der Staatlichen Forschungsabteilung für Gewerbehygiene der Westfälischen Landesuniversität Münster/Westfalen, Heft 3, S. 91—95, 1947. Aschendorffsche Verlagsbuchhandlung Münster (Westf.). — 2. *Haberlandt, H.*, und *A. Köhler*, Beiträge zur Fluoreszenzmikroskopie, S. 102—118, 1949. Verlag Georg Fromme und Co.

Aus dem Mineralogisch-Petrographischen Institut der Universität Graz.

Olivinkornregelung und Genese des chromitführenden Dunits von Anghida auf der Chalkidike.

Von

Peter Paulitsch.

Mit 4 Textabbildungen.

(Eingelangt am 7. November 1952.)

Inhalt: Fragestellung — Geologie — Gemengteile — Olivinkornregelung in 4 Diagrammen — Kornmechanismus — Undulation — Gefügetracht der Olivinkörner — Beobachtungen zur petrochemischen Homogenität — Aussagen über die Verformung des Dunits als postkristallin deformiertes Gestein.

Für die Chromit führenden Peridotmassive ist ein ausgeprägter Schichtenbau und eine innere Zonengliederung bekannt (1), die auch für die Praxis der Bergbaue Bedeutung haben.

Vorliegende Untersuchung befaßt sich unter anderem mit der Frage, ob dieser über mehrere Kilometer aufgeschlossene Zonenbau in den einzelnen Lagen der Gemengteile messend wieder gefunden werden kann. Zudem wurde versucht Daten für die Gesteinsgenese zu gewinnen, wie die Untersuchung der Kinematik auf die Gleitrichtung für die Chromit- und Olivinschichten; das Verhältnis zwischen Kristallisation und Deformation der Gemengteile und die petrochemische Homogenität im Zentimeterbereich.

Hiefür wurde der Dunit von Anghida bei Wafdos (Vavdos) auf der Chalkidike gewählt.

Herrn Dr. *G. Hiessleitner*, Graz, möchte ich auch hier für die Übermittlung des Materials aus dem geologischen Institut Athen bestens danken.

Der Dunit von Anghida gehört mit *Hiessleitner* (1, S. 144) dem westlichen Peridotitzug der Chalkidike an, „der unmittelbar östlich Saloniki in NW—SO-Richtung quer durch das Kernland der Halbinsel setzt und bei Ormiglia im Golf von Kassandra ins Meer ausstreicht". Dieser „Chalkidike-Ast ... zeigt einen ausgeprägten inneren Zonenaufbau, sich in petrographischer Hinsicht offenbarend durch eine der Streichrichtung konforme Gliederung in steil über-

einander getürmte . . . Züge von Pyroxenperidotit, Dunit, Gabbro, Pyroxenit, Amphibolit und Diabas". „Ein Dunitzug darin ist durch flözartige Ausbildung der Chromerzlagerstätten ausgezeichnet, welche in gleichen Streichen und Verflächen des Lagenbaues eingeordnet liegen."

Eine Skizze dieses Schichtprofiles sowie der geographischen Lage ist in *Hiessleitner* und *Clar* (2) und in (1, S. 151) wiedergegeben.

Von der Lagerstätte wird berichtet (1, S. 154): „Eine steil bis lotrecht stehende Schlierenplatte, 10—30°/80—90° fallend, durch flachliegende Störungen etwas verstellt, ist durch 15 m hohe Tagbautrichter mit Basisstollen ausgebaut worden. Das Nebengestein von Anghida ist frischer, körniger, grüngelber Olivinfels, akzessorisch Chromit führend, also *Dunit*, mit *Lagenbänderung* parallel der magmatischen Schichtung."

Die Bänderung des bearbeiteten Materials kommt durch den Zentimeter-Lagenwechsel von reinem Olivinfels und Chromit zustande.

„Für diese ist bemerkenswert, daß sie eine Kornregelung (l. c.)" aufweist: „. . . . mattes und glänzendes Aufschimmern der verschiedenen Gesteinslagen an ihren Bruchflächen läßt diese Beziehung . . . gut erkennen". Keine Lineare.

Zeichnungen von Handstücken veranschaulichen dies in (1, Abb. 79, S. 154).

Unter dem Mikroskop kann *Olivin* in 0·5 × 0·7 bis 2 × 3 mm großen, undulösen Kornquerschnitten sowie in 0·01 × 0·02 mm großen Feingrus beobachtet werden. Die Körner werden zum Teil von bis zu 0·04 mm mächtigen Fugen, parallel und quer zur Chromitbänderung verlaufend, mit Erzstaub gefüllt.

Der Achsenwinkel ist in den zahlreichen vermessenen Körnern gleich 2 V über $\gamma = 87^0 \pm 3^0$. Dies entspricht nach *Winchell* (3) einer Zusammensetzung von etwa 10% Fayalit und 90% Forsterit. Siehe auch (9).

Die Kornlänge verläuft in Schnitten parallel zur Chromitbänderungsebene (s_1) in den meisten Fällen parallel zu $n\gamma$ = Normale auf (100). In den Schnitten normal auf der B-Achse des Gesteins($\perp . n\gamma$) finden sich nach der Ebene s_2 des Gefüges geplättete Körner, wobei die Kornlängung parallel $n\alpha$ erfolgt. Der kürzeste Korndurchmesser entspricht $n\beta$. Diese Formen der Querschnitte führen auf isometrische und in vielen Fällen auf nach (001)tafelige Körner; siehe D_4.

Die Pinakoide der Olivine sind in kurzen, geradlinigen Rissen im Korninnern ausgebildet; im allgemeinen die Flächen (010) und (001) weitscharig, (100) hingegen feinlamelliert und nur bei gekreuzten Nikol sichtbar. Als rationale Begrenzungsfläche tritt (001) am häufigsten auf. Zudem finden sich unregelmäßige Sprünge im Korn, die bis zum feinen kataklastischen Grus an den Kornrändern zu verfolgen sind. Daneben sind ehemals zusammengehörige Körner an ihren sich ergänzenden Kornformen erkennbar. Die mittlere Lagendivergenz dieser benachbarten Körner liegt um 10°.

Chromit tritt in 0·3 × 0·6 und 0·2 × 0·1 mm großen Körnern, mehrere Zentimeter mächtige Lagen bildend auf; die diffus im Olivin verteilten Körner sind // B gelängt.

Kalzit belegt die Korn- und Gesteinsfugen (um 0·1 mm mächtig) mit 0·01 × × 0·05 mm großen gelängten Individuen.

Talk in Nestern bei 0·002 × 0·005 mm Schuppengröße.

Antigorit in 0·02 × 0·1 mm großen und in optisch nicht mehr auflösbaren Einzelschuppen.

Da die (100)-Flächen der Olivine nicht geöffnet sind, treten die übrigen Gemengteile, insgesamt etwa 5 Vol%, häufig parallel der (001)- und (010)-Flächen der Olivine sowie in unregelmäßigen Sprüngen parallel der Bänderungsebene auf. Struktur: Die gelängten, tafeligen Olivine zeigen ein nach s_2 schichtiges Gefüge an. Die Chromite bilden ein s_1 aus, das den Winkel von 50° bis 70° zu s_2 besitzt.

Für die Untersuchung der *Olivinkornlage* wurden in aufeinander senkrechten Schliffen 300 optische Koordinaten mit dem U-Tisch bestimmt. Diese sind zugleich die Pole der Pinakoide: $n\gamma = (100)$. $n\beta = (001)$, $n\alpha = (010)$.

Die Homogenität der Regelung konnte aus entsprechenden Teildiagrammen ersehen werden.

Das Ergebnis der Vermessung geben die folgenden Diagramme, unter Verwendung eines 1% Auszählkreises auf dem Schmidt-Netz, untere Halbkugel, wieder.

Diagramm 1. Die $n\beta$-Pole = (001) der Olivinkörner bilden einen nicht völlig geschlossenen, etwa 50° breiten Gürtel, auf welchem ein Hauptmaximum und mehrere Untermaxima erscheinen.

Auf diesem Gürtel liegen die Pole der makroskopisch erkennbaren Chromitbänderung s_1 und die das Handstück begrenzenden, schief zu s_1 liegenden Flächen.

Die Gürtelebene der (001) Besetzung ist Symmetrieebene des Diagramms = Ebene der Umformung (ac); die Häufungen der (001)-Flächen darauf stellen (hol)-Flächen des Gefüges, bezogen auf das Koordinatensystem des Handstückes a, b = B, c = s_1, dar.

Zu den (hol)-Häufungen (u. a. s_2) treten noch zum Bänderungspol s_1 symmetrisch liegende Untermaxima, die als $\overset{+}{(hol)}$-Flächen noch eine geringe rhombische Symmetrie der (001)-Besetzung andeuten.

Diagramm 2. Das ausgeprägte Maximum der $n\gamma$-Pole = (100) ist in der Bänderungsebene s_1 zweigeteilt und 50° darin gestreckt.

Diese Häufung ist als Pol des $n\beta$-Gürtels (D. 1) beschreibbar und als Pol der Hauptsymmetrieebene des Diagramms auch der der Ebene der Umformung (ac) des Gefüges. Dieser Ebene (ac) parallel bis subparallel liegen somit die feinlamellierten (100)-Flächen der Olivinkörner und bilden einen Hauptschnitt des Strainellipsoides ab.

Diagramm 3. Aus der Lage der nβ und nγ ist die Verteilung der nα-Pole bestimmt. Auch hier ist ein nicht geschlossener, etwa 50° breiter Gürtel erkennbar. Die Häufungen unweit s_1 auf diesem Gürtel folgen derjenigen von nβ äquivalent im Abstand von 90°.

Neben der Gürtelebene als Symmetrieebene des Diagrammes weist die Art der Gürtelbesetzung äußerst gering nur eine Symmetrieerhöhung an. (Diese Anzeichen der Erhöhung auf eine rhombische Symmetrie werden erst bei Betrachtung der *gemeinsamen* Besetzung der Lagenkugel durch die (001)- und (010)-Flächen der Olivine deutlich: denn die zum Pol der Chromitbänderung s_1 symmetrisch

D 1. 100 nβ = [001] der Olivinkörner. Sammeldiagramm von je 50 nβ aus den Schnitten normal B und subnormal s_1. Orientierung in Diagrammbeschriftung. Besetzungsfelder 10—8—4—3—1,0%

D 2. 100 nγ = [100] der Olivinkörner. Sammeldiagramm und Orientierung wie D 1. Besetzungsfelder 20—15—10—8—4—1,0%.

+

liegenden, Scherflächen (h01) und (h01) entsprechen das eine Mal der Häufung der (010)-, das andere Mal derjenigen der (001)-Flächen. Dies bezieht sich auch auf die ungleich besetzten Scherflächen mit dem Winkelabstand von 25° und 50° zu s_1.)

Mit der Erfassung der Regelung der Olivine sind die *Koordinaten* für die Gesteinsumformung gewonnen: Die Ebene der Umformung (ac) ist im nβ- und nα-Gürtel abgebildet. Der nβ = (001)-Gürtel ist hiebei der genetisch bedeutsame, der nα-Gürtel nur sekundär geometrisch bedingt; denn die in der Mehrzahl nach (001) = ⊥ . nβ tafeligen Körner erzeugen eine weitere Ebene s_2, die zur Ebene der Chromitbänderung s_1 (zugleich die Gesteinsgrenze im Großaufschluß) mikroskopisch hinzutritt. S. D. 4.

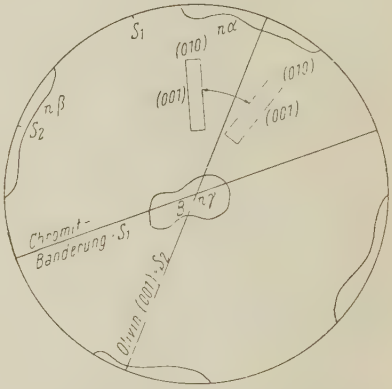
Die b-Achse des Gefüges ist deutlich als Schnittgerade der beobachtbaren mikro- zum Teil auch makroskopischen (hol)-Flächen gegeben und somit eine B-Scherungsachse (und keine Faltenachse).

Daß es sich tatsächlich um Scherflächen des Gefüges handelt, zeigen der beobachtete Friktionsmörtel sowie die Kornstufungen an.

Die Gleitrichtung a in der Ebene der Chromitbänderung s_1 und die Gleitrichtung in der Ebene s_2, der Ebene der (001)-Kornflächen, ist als Schnittgerade von s_1 und s_2 mit der Ebene der Umformung, (ac) = Gürtelebene, gegeben. Die diffus im Olivinfels auftretenden Chromite in s_1 sind normal auf der Gleitrichtung, nämlich // B gelängt.

Die Regelung der Chromite in den reinen Chromitlagen konnte apparativ nicht erfaßt werden.

D 3. 100 nα = [010] der Olivinkörner. Sammeldiagramm und Orientierung wie D 1. Besetzungsfelder 10–8–4–3–1,0%



D 4. Vereinfachtes Diagramm der nα-nβ-nγ-Häufungen normal $\overline{B}$. B ist die Schnittgerade der vorwiegend primär angelegten s_1- und der vorwiegend mechanischen s_2-Fläche, die von den nach (001) tafeligen Olivinen erzeugt wird.

Aus dem vereinfachten Diagramm 4 (nα-, nβ-, nγ-Häufungen rotiert nach normal B) können die Beziehungen der Koordinaten ersehen werden.

Die makroskopisch ausgeprägte Chromit-Bänderungsebene s_1 kann als primär stoffliche Ebene beschrieben werden; sie wird allgemein als magmatische Fließebene angesprochen. Daß sie hier auch eine mechanisch bedeutsame Ebene ist, darauf weist die Längung der Chromite // B in s_1 hin. Neben Teilbewegung in (ac) somit auch Teilbewegung parallel B.

Im überwiegenden Maße ist aber s_1 eine primäre stoffliche Ebene, während s_2 als sekundäre, bei der Umformung entstehende Ebene bezeichnet werden muß. Sie hat in einer Großverstellung ihr Korrelat.

Zum *Kornmechanismus* der Olivine bei Deformation sind meines Wissens noch keine Einkristallversuche und die daraus sich ergebenden geometrischen Zusammenhänge bekannt (4).

Für die Fläche (010) von Olivinen anderer Gefüge wurde Gleitung mit Richtung [001] angenommen (5). In diesem Falle könnte diesem Mechanismus geringere Bedeutung zukommen, da die Lagen der (010)-Fächen $=\perp . n\alpha$ geometrisch durch die genetisch (tafelige Kornform) wichtige Lage der (001)-Flächen bestimmt sind.

Die nur bei gekreuzten Nikol sichtbaren, engscharigen Lamellen parallel der (100)-Kornflächen können Rupturen entsprechen; denn sie liegen parallel der Ebene der Umformung (ac) in welcher bekanntlich Zugrisse auftreten können. Als schlechte Spaltfläche ist (100) bekannt.

Es kann aber optisch nicht entschieden werden, ob diese Lamellen, die nur geringe Auslöschungsunterschiede erkennen lassen, nicht als Translationsebenen wirken. Wegen Undulation // (100) ist es aber wahrscheinlich (5). Als Ebene der Zwillingsschiebung fallen sie aus kristallographischen Gründen weg.

Ein Datum, das aber keine unmittelbare Bedeutung für den Kornmechanismus zu besitzen braucht, wird noch festgehalten: Die Ebene der Chromitbänderung im Gestein s_1 entspricht der Olivinkornfläche (021) bezogen auf die Maxima der (001)- und (010)-Kornflächen, diese Fläche (021) mit einem ϱ von 49° 11′ ist bei Olivin als häufige und gut ausgebildete Kristallfläche bekannt.

Die Vermessung der zahlreichen *undulösen* Körner ergab Schwankungen der optischen Hauptachsen von 5 bis 9°. Die häufigsten Divergenzen besaßen die $n\gamma$- und $n\beta$-Koordinaten wobei die Lage von $n\alpha$ konstant blieb. Die Verbreiterung des Gürtels wird durch diese Einzelbeispiele verständlich. Die Undulation verläuft somit parallel (100) (5).

Aus der Schliffbeobachtung und der Vermessung geht für die *Gefügetracht* der Körner hervor: Überwiegend tafelig nach (001). Die tafeligen Körner stehen 70 bis 50° geneigt zur Chromit-Bänderungsebene. Siehe Diagramm 4, $n\alpha$-Pole.

Diese Kornform ist als Wachstumsform sehr selten angetroffen worden. Desgleichen entsprechen sie nicht der Kornform der Olivine in primären und unveränderten Duniten: tafelig nach (010) (5. S. 286). Es kann somit eine Regelung nach dem Kornfeinbau als auch nach der tafeligen Kornform nach (001) erkannt werden.

Dies kann auch zwei Deutungen über die Ursachen der Kornform möglich machen, die aber beide postkristalline Deformation der Olivine zur Grundlage haben müssen: 1. Die Kornform sei das Ergebnis der Scherung und Biegegleitung, das heißt eventuell als tektonische Gefügetracht zu bezeichnen. 2. Die Olivinkornplatten

stammen schon primär aus s_1 und sind nachträglich nach s_2 verstellt worden.

Abbildungskristallisation fällt bei der deutlichen postkristallinen Beanspruchung der Körner fort.

Die optischen Werte der vermessenen Olivine weisen auf eine chemische Zusammensetzung von 10% Fayalit hin; Zonenstruktur der Körner wurde nicht beobachtet. Dieses Ergebnis stimmt mit den Feststellungen *Rinkels* (7) überein, daß in basischeren Gesteinen magnesiumreiche Olivine überwiegen, in siliziumreicheren Gesteinen die eisenreicheren Olivine auftreten.

Zudem weist der nur in geringen Grenzen $\pm 3^0$ schwankende Achsenwinkel auf die chemische Homogenität der Olivine im vermessenen Zentimeterbereich hin, und zwar unabhängig von der Korngröße und dem Ausmaß der von Rissen aus vorgreifenden Talk-Serpentin- und Kalzitbildung. Diese ist auch sehr gering.

Die möglichen Aussagen über die *Verformung des Gesteins* können zugleich mit der Beantwortung der eingangs aufgestellten Fragen zusammengefaßt werden.

Der Dunit besitzt eine homogene Regelung der Olivinkörner. Er ist ein mehr- und ungleichschariger Tektonit mit *einer* ausgeprägten Scherfläche $= s_2$, die von den (001)-Kornflächen der tafeligen Olivine gebildet wird. Diese mikroskopische s-Fläche $= s_2$ schließt mit der makroskopischen Chromitbänderung $= s_1$ im Mittel einen Winkel von 50^0 ein. Stetige Biegung um $\pm 20^0$ ist zu beobachten. Der im großen aufgeschlossene Schichtenbau der verschiedenen Gesteine wird somit von den Olivinkörnern *kaum* abgebildet.

Relative Rotation des Gefüges (s_1, s_2) um die B-Achse gegenüber den Hauptdruckrichtungen ist beschreibbar; sie kann auch aus der Symmetrie der Regelung abgeleitet werden.

Neben der überwiegend monoklinen Symmetrie der Diagramme treten auch geringe Züge einer rhombischen Symmetrie auf, die nicht durch die rhombische Kristallsymmetrie des Olivins unmittelbar bedingt ist.

Durch die Erfassung der Regelung der Olivine und ihrer Kornform sowie derjenigen von Chromit ist die jeweilige Gleitgerade a in den Scherflächen s_1 und s_2 für diese beiden Gemengteile bestimmt.

Daß es sich bei diesem Dunit um ein postkristallin (in bezug auf das letzte Geschehen des Olivin- und Chromitkorns) deformiertes Gestein handelt, dafür bestehen folgende beobachtbare Merkmale:

1. Die richtungsgebundene Undulation der Körner. Wenn in präparakristallinen Schmelztektoniten Undulation bemerkt werden kann, ist sie unabhängig von einer Richtung im Gestein (5).

2. Die Ausbildung von feinsten, wohl beobachtbaren, aber unvermeßbaren Lamellen parallel (100), entspricht (ac)-Rissen des Gefüges.

3. Die Art der Olivinkornregelung.

Für ungleiche Gesteinsgenesen bzw. für ungleiches letztes Geschehen im Gefüge sind für Olivin verschiedene Regelungstypen bekannt. In ungebänderten Duniten gibt es für Olivin: a) Keine Regel: (Gravitationsdifferentiation). (5, Abb. 4 bis 6). Zugleich damit, wenn Undulation, dann keine Richtung bevorzugend.

b) Regelung nach der Kornform: Bei prismatischer Ausbildung nach [001] pendelt diese Kristallachse in der Bänderungsebene (5, Abb. 14, 15).

In gebänderten Duniten stellte *Turner* (5, Abb. 25, 27) einen Gürtel der (010)-Flächen fest, dessen Pol = B-Achse die (001)-Flächen besetzen.

Im untersuchten Falle pendeln aber die (001)-Flächen in (ac) mit einem Maximum der (100)-Flächen in B.

Dieser Regelungstyp ist auch für andere postkristallin deformierte Dunite (5, Abb. 28 bis 30 und 7 bis 10, vor allem Abb. 20) belegt.

4. Kataklastischer, feinkörniger Grus zwischen den Körnern sowie die beobachteten Kornstufungen, das sind Kornzerscherungen in der Ebene s_2.

5. Die auf Biegegleitung rückgeführte und beobachtete Biegung der Olivinkörner bis zu 9^0 parallel (100).

Über Biegegleitung sagt *Sander* (8, S. 14): „Anderseits besteht ein wichtiger oft begegneter Unterschied magmatischen und tektonischen Strömens — einer der wenigen, welche fallweise die so oft irreführende Trennung magmatischer und ‚tektonischer' Bewegungsbilder rechtfertigen — darin, daß Biegegleitung nur in Material mit der Fähigkeit, s-Flächen geringster Schubfestigkeit auszubilden, vorkommen kann, mithin nur in manchen Tektoniten. Für diese ist die Biegegleitung gegenüber den fluidalen faltenförmigen Schlierenverbiegungen (ohne Biegegleitung) charakteristisch."

Über den Zeitpunkt der Verformung kann nur gesagt werden, daß er postkristallin i. B. auf das Wachstum von Olivin und den akzessorischen Chromitstengeln war.

Für eine weitere Unterscheidung des Gefüges „entstanden während der Intrusion" und „entstanden während sekundärer Metamorphose" fehlen aber Untersuchungen des Nebengesteins (6, 1948, S. 188).

Es ist aber die Annahme möglich, daß die Beanspruchung mit Neubildung von s_2 noch eine magmatische Umformung darstellt: ähnlich

(1, Abb. 124, S. 390). Sie wäre noch durch die beobachtete geringe Serpentinbildung charakterisiert.

Literatur.

1. *Hiessleitner, G.*, Serpentin- und Chromerz-Geologie der Balkanhalbinsel und eines Teiles von Kleinasien. Wien. Geolog. Bundesanstalt., 1951. — 2. *Hiessleitner, G.*, und *E. Clar*, Sitzber. d. Österr. Akad. Wiss. math. nat. Kl. Abtl. I, 160, Bd. 8, H. 9. — 3. *Winchell, A. N.*, Elem. opt. Min. II. 1951, S. 499. — 4. *Tertsch, H.*, Die Festigkeitserscheinungen der Kristalle. Springer, Wien, 1949. — 5. *Turner, F. J.*, Royal. Soc. N. Z. Trans. 72. pt. 3, 280—300. — 6. *Sander, B.*, Gefügekunde der Gesteine. Springer, Wien, 1930 und 1950. — 7. *Rinkel, F.*, Centralbl. f. Min., 1925, S. 33. — 8. *Sander, B.*, Sitzber. Heidelb. Akad. Wiss. math. nat. Kl., 1929, Nr. 13. — 9. *Chudola, K. F.*, und *J. Frechen*, N. Jb. Mh. 1943, S. 91.

Aus dem Institut für Mineralogie und technische Geologie an der Technischen Hochschule Graz.

Zur Petrographie einiger Bentonitvorkommen aus Steiermark, Kärnten und Italien (Ponza).

Von

Erich Neuwirth.

Mit 7 Textabbildungen.

(Eingelangt am 20. November 1952.)

Inhalt: Schilderung der licht- und elektronenoptischen, röntgenographischen und chemischen Untersuchung von vier steirischen Bentoniten und je einem von Kärnten und Italien (Ponza). In allen Proben ist ein ehemaliges vulkanisches Glas Hauptgemengteil, das, wie die Untersuchung zeigt zu Montmorillonit umgewandelt worden ist.

Riassunto: Descrizione delle ricerche ottiche, elettroniche, roentgenografiche e chimiche di quattro bentoniti stiriani, di una della Carinzia e di una Italiana (Ponza).

In tutti i campioni il componente principale è un originario vetro volcanico, il quale, dalle ricerche eseguite, risulta trasformato in montmorillonite.

Im Rahmen der im Institut seit einigen Jahren vorgenommenen mineralogischen und technologischen Untersuchungen der steirischen Lehme und Tone (einschließlich der Kaoline und Bentonite), habe ich ihre mineralogische Untersuchung übernommen. Die folgenden Ausführungen stellen einen Auszug aus den Bentonituntersuchungen dar.

1. Makroskopische Beschreibung.

Bezeichnung des Materials	Fundort	Charakteristik
B_1	Pichling b. Stainz (13)	hellgrau (mit schwach bläulichem Stich), dicht, schwach fettig anfühlend, weitmuscheliger Bruch
B_2	sö. Schönegg b. Stainz (13)	gelblich-weiß, sandig anfühlend, rauher Bruch, grusiger Zerfall
B_3	Passail (5)	gelblich-weiß (mit schwach grünlichem Stich), sandig anfühlend, rauher Bruch, Biotit mit freiem Auge an einzelnen Stücken erkennbar
B_4	Ratten (13)	hellgrau, sandig anfühlend, rauher Bruch
B_5	Mühldorf i. Lavanttal (Kärnten) (7)	hellgrau, feinsandig anfühlend, wenig rauher, weitmuscheliger Bruch, dicht
B_6	Insel Ponza Italien (14)	weiß (kreidig), wenig verfestigt, schwach fettig anfühlend, unregelmäßiger, rauher Bruch

2. Die Methodik zur Trennung der Kornklassen.

Durch die Schlämmung mit der Apparatur von *Schöne* wurde das Material in die Fraktionen $> 0{\cdot}2$ mm, 0·2 bis 0·05 mm, 0·05 bis 0·02 mm, 0·02 bis 0·01 mm und schließlich kleiner als 0·01 mm zerlegt. Die Fraktion kleiner als 0·01 mm wurde anschließend mittels der Pipettmethode nach *Andreasen* in folgende Fraktionen weiter untergeteilt 5·0 μ, 3·0 bis 1·0 μ, 1·0 bis 0·5 μ. Um eine möglichst genaue Trennung dieser Klassen aus der Fraktion kleiner als 0·01 mm zu erzielen, wurde von der Fraktion kleiner als 0·01 mm eine dicke Suspension hergestellt und diese langsam in den bereits zu zwei Drittel mit Wasser gefüllten Pipettierzylinder eingefüllt. Da die Suspension infolge ihrer Dicke nur langsam absinkt ergibt sich in der ersten Phase ein etwa gleichzeitig beginnendes Absinken aller Korngrößen. Man hat daher die Möglichkeit, die gewünschte Fraktion entsprechend der Stokesschen Formel größenmäßig schärfer begrenzt zu entnehmen, als es nach der Durchmischung bei der üblichen Methode der Fall ist.

3. Lichtoptische Untersuchung.

(Fraktionen von 0·2 bis 0·01 mm).

Die Fraktionen über 5 μ wurden lichtoptisch untersucht. Die Fraktionen über 0·01 mm wurden überdies am Integrationstisch ausgezählt (Tab. 1 bis 3). Dabei wurde entsprechend der Abb. 1 eine Abhängigkeit der Agglomeration von der Korngröße und der spezifischen Adhäsion des Materials festgestellt.

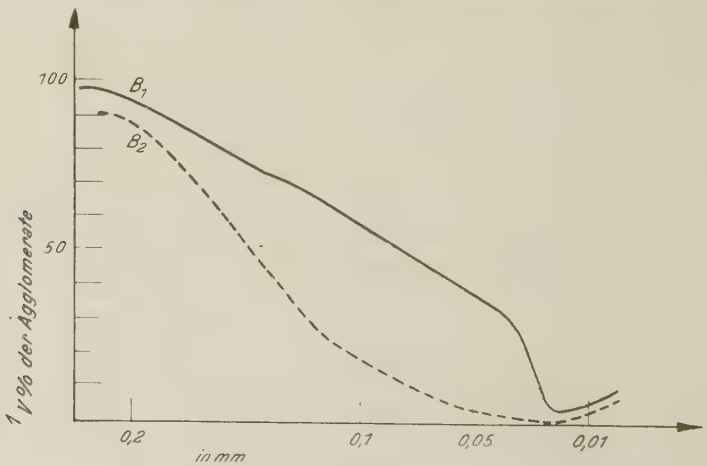


Abb. 1. Abhängigkeit der Agglomeration von der Korngröße und der spezifischen Adhäsion.

[1] V% = Volumsprozent. Es wurden die Werte zweier wenig beschallter Proben dargestellt.

Es zeigte sich ferner, daß bei den untersuchten Proben die völlige Zerteilung der Agglomerate der Fraktionen $>$ 0·2 mm und 0·2 bis 0·05 mm nicht erreicht werden kann, wenn nicht entsprechende chemische Zusätze oder fraktionierte Ultraschallbehandlung angewendet werden. Die Zusammenballungen, oft aus einem großen und zahllosen kleinen und kleinsten gleich- oder auch verschiedenartigen Induviduen bestehend, zeigen ganz andere Eigenschaften als die Einzelminerale (Aggregatdoppelbrechung usw.). Aus diesem Grunde wurde die Ultraschallbehandlung für die Herstellung der optischen Präparate herangezogen, um so die wichtige Beobachtungsmöglichkeit des Einzelkornes in allen Größen zu erreichen.

Die Fraktion über 0·2 mm.

Sie besteht in allen Proben mit Ausnahme von Ponza, wo sie im zur Verfügung stehenden Material überhaupt fehlte, zu über 90% aus milchigweißen bzw. manchmal ockerigen Agglomeraten. Bei den wenigen, vorhandenen Einzelinduviduen handelt es sich hauptsächlich um farblose Glaskörner, ferner Quarz, Biotit und ausnahmsweise um Muskowit (Stainz). Beschallt man diese Fraktion, so bleiben nur sehr wenige Einzelminerale der Größe $>$ 0·2 mm zurück, da die Agglomerate zum stark überwiegenden Maße aus kleinsten Teilchen zusammengesetzt sind, die aber zufolge ihrer Kleinheit entsprechend niedrigeren Fraktionen zuzurechnen sind.

Fraktion 0·2 bis 0·05 mm.

Tab. 1. *Integrationsanalysen der Fraktion 0·2—0·05 mm nach Ultraschallbehandlung.*

Gemengteil	B_1 V%	B_2 V%	B_3 V%	B_4 V%	B_5 V%	B_6 V%
Agglomerate	44·0	15·8	43·0	14·0	13·0	—
„Glas“	45·0	83·3	46·0	83·0	85·0	76·0
Quarz	+	0·5	7·0	2·0	1·0	10·0
Feldspat	—	—	+	+	+	6·0
Biotit (Stainz B_1, B_2 + Muskowit)	3·4	0·4	4·0	1·0	1·0	+
Kalzit	—	—	—	—	+	8·0
limon. Erz	7·6	+	—	—	—	+
Nebengemengteile unter 1%	Rutil	Rutil	Hypersthen	Augit	Augit	Augit
Summe:	100·0	100·0	100·0	100·0	100·0	100·0

Hauptgemengteil aller Fraktionen ist Glas vulkanischer Entstehung. Es besitzt in allen Proben fast gleiche Eigenschaften und Aussehen. Im pontinischen Material tritt zu den üblichen eckigen

Fraktion 0·05 bis 0·02 mm.

Tab. 2. *Integrationsanalysen der Fraktion 0·05—0·02 mm nach Ultraschallbehandlung.*

Gemengteil	B_1 V%	B_2 V%	B_3 V%	B_4 V%	B_5 V%	B_6 V%
Agglomerate	33·0	3·0	5·0	—	—	—
„Glas"	53·0	94·0	77·5	95·0	91·0	86·0
Quarz (+F=mit Feldspat)	+	1·6	13·0	5·0	2·5+F	5·0+F
Biotit (Stainz B_1, B_2+Muskowit)	13·0	1·4	4·5	+	6·5	+
Kalzit	—	—	—	—	+	9·0
limon. Erz	1·0	—	—	+	—	+
Nebengemengteile unter 1%	Rutil	Rutil	Hypersthen	Augit	Augit	Augit
Summe:	100·0	100·0	100·0	100·0	100·0	100·0

Fraktion 0·02 bis 0·01 mm.

Tab. 3. *Integrationsanalysen der Fraktion 0·02—0·01 mm ohne Ultraschallbehandlung.*

Gemengteil	B_1 V%	B_2 V%	B_3 V%	B_4 V%	B_5 V%	B_6 V%
Agglomerate	4·5	—	1·4	—	—	—
„Glas"	84·5	95·5	78·0	92·0	89·0	86·0
Quarz (+F=mit Feldspat)	—	1·5	20·6	1·0	3·0	8·0+F
Biotit (Stainz B_1, B_2+Muskowit)	10·0	3·0	+	4·5	4·5	1·0
Kalzit	—	—	—	—	3·5	5·0
limon. Erz	1·0	—	—	2·5	—	+
Nebengemengteile unter 1%	Rutil	Rutil	Hypersthen?	Augit	Augit	Augit
Summe:	100·0	100·0	100·0	100·0	100·0	100·0

Glasbruchstücken kreisrund bis oval geformtes Glas mit manchmal opaken Zentren hinzu, wie es in ähnlicher Weise aber nur vereinzelt auch in der Mühldorfer Probe vorkommt. Derartige Gläser kommen nach *Doelter* (2) und *Eigel* (3) in den Rhyoliten und Trachyten des pontinischen Archipels vor. Die opaken Zentren wurden als Magnetitkristallite beschrieben.

Die wichtigsten Eigenschaften des Glases sind: Breitflächige (blättrig anmutende) und leistenartige Formen, farblos, klar durchsichtig; in den Leisten sehr deutliche, scharfe Linien parallel der Begrenzung, also wohl Spaltrisse (vergleiche besonders Abb. 4); Lichtbrechung entsprechend nachstehender Tabelle je nach verwendetem Öl zwischen 1·484 bis 1·518; meist isotropes Verhalten, wenn doppelbre-

chend, dann nur schwach; kein Achsenbild. Doppelbrechung zeigen die „Gläser" der Vorkommen Stainz (B_1) und Ponza (B_6). Die Interferenzfarben gehen bei manchen Individuen (sie müssen nicht von der Dicke allein abhängig sein) bis ins hellere Grau und sind fast nur an leistenförmigen Schnitten zu beobachten. In diesen erzeugen die oben beschriebenen „Spaltrisse" Lamellen von denen die einen Interferenzfarben zeigen, die anderen nicht (9). Es ist dabei keine Regelmäßigkeit festzustellen, etwa nach Art eines unter gekreuzten Nicols betrachteten, zwillingslamellierten Plagioklases. Der Grund für dieses Verhalten könnte vielleicht in einer lamellar gering unterschiedlichen Bauordnung gesucht werden.

Tab. 4. *Lichtbrechung der „Gläser" (lufttrocken).*

	in Terpentinöl-Aethylenbromid	in Paraldehyd-Cedernholzöl-Monobromnaphthalin
Aus B_1	1·497	1·509
» B_2	1·492	1·507
» B_3	1·492	1·508
» B_4	1·492	1·508
» B_5	1·505	1·518
» B_6	1·484	1·492

Die Oberfläche des Glases ist, wie auch aus den Abbildungen hervorgeht, sehr uneben. Die Unebenheit wird durch Wülste und lochartige Vertiefungen hervorgerufen. Einige dieser Löcher gehen sehr tief, bzw. durchsetzen manche Individuen vollkommen, so daß sie Kapillaren gleichkommen. Da oft Loch neben Loch sitzt, zeigt der Rand wiederholt gezähnte Begrenzung, während das Glas selbst schwammartiges (löchriges) Aussehen besitzt (Abb. 2, 3, 4).

Die Löcher haben sehr verschiedene Radien (9 bis 0·2 μ) und sind daher auch noch in sehr feinen Fraktionen zu finden. Es besteht die Möglichkeit, daß wesentliche technologische Eigenschaften von Bentoniten mit solchem Glas auf diese Löcher bzw. Kapillaren zurückzuführen sind (Flüssigkeitsaufnahme usw.).

Vorläufig sei zusammenfassend festgehalten, daß Isotropie, löchrige Beschaffenheit usw. auf glasartige Natur hinweisen, während z. B. Form, die spaltrißartigen Linien, gelegentliche Doppelbrechung usw. glimmerartiges Verhalten andeuten.

Fraktionen < 0·01 mm.

Die Fraktionen unter 0·01 mm lassen sich mit dem Integrationstisch nicht mehr innerhalb vertretbarer Fehlergrenzen auszählen. Immerhin ist jedoch bei Größenordnungen wenig unter 0·01 mm ein An-

steigen des Glasanteiles noch zu erkennen. Quarz und Biotit zeigen dagegen eine deutliche Abnahme. Im pontinischen Material steigt der

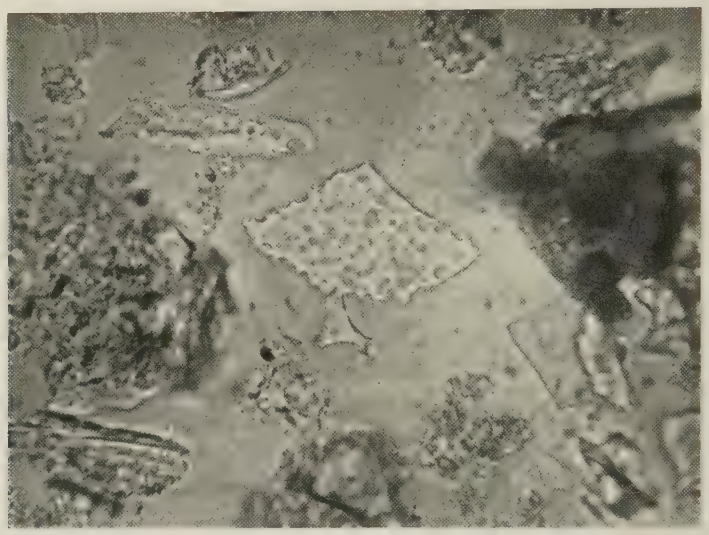


Abb. 2. Glas aus dem Vorkommen Pichling-Stainz (B_1), Fraktion 0·2—0·05 mm, 270fache Vergrößerung, gesenkter Tubus, Einbettungsmittel Canadabalsam. Charakteristische Glasformen und -oberflächen an den etwa im Mittelpunkt und davon schräg oberhalb gelegenen Individuen gut beobachtbar.

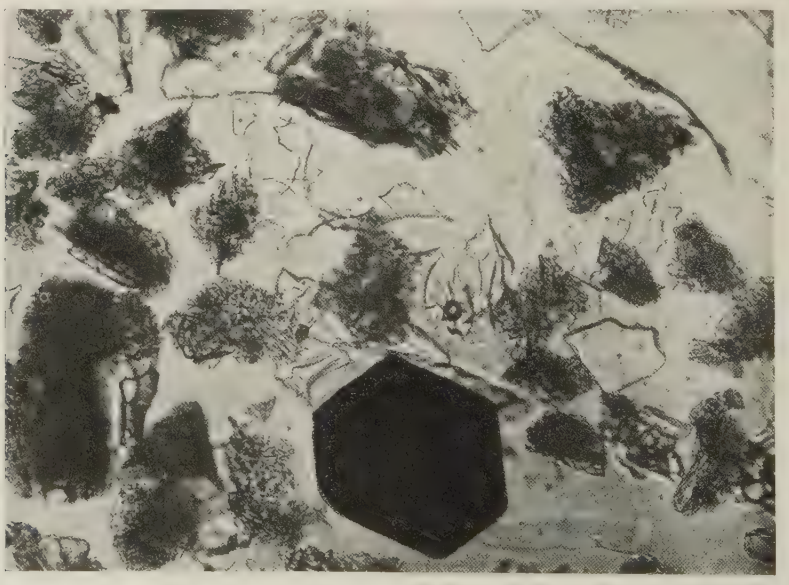


Abb. 3. Fraktion 0·2—0·05 mm der Passailer Probe (B_3). 150fache Vergrößerung. Sechsseitig begrenzter Biotit, Agglomerate und einige Glasbruchstücke charakteristischer Form.

Kalzitgehalt in der Fraktion über 5 μ noch einmal über 10% an um danach ebenfalls zurückzutreten. Er ist schließlich in den röntgenographischen Beugungsaufnahmen der Fraktion um 3·0 μ nicht feststellbar, sein Gehalt muß also unter 10% liegen.

Besonders unter 0·01 mm stellt sich wieder Agglomeration ein, und zwar diesmal zu sehr feinen Filmen. Ihr ist, da Ultraschall der üblichen Frequenzen in Canadabalsam nicht Trennung sondern im

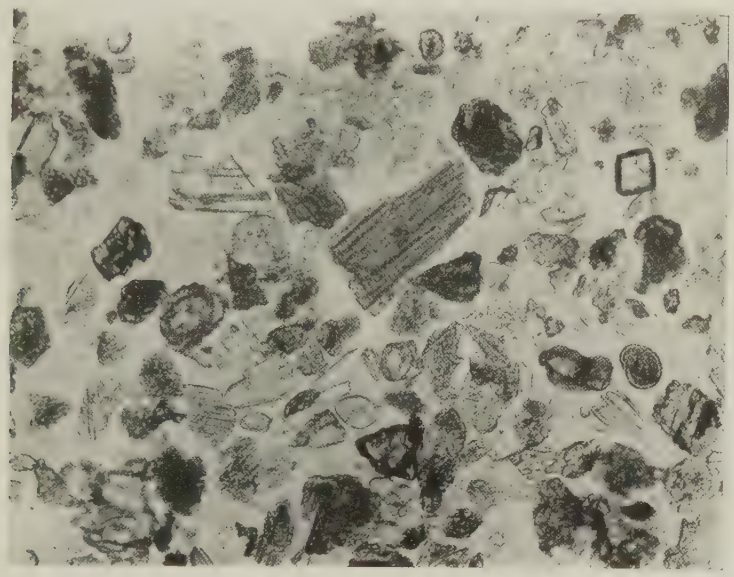


Abb. 4. Fraktion 0·2—0·05 mm des Materials von Ponza. Zahlreiche verschieden geformte „Gläser", gemengt mit Quarz, Feldspat und Kalzit. Vergrößerung 100fach.

Gegenteil Zusammenballung hervorruft, in diesen Präparaten schwer zu begegnen.

4. Elektronenoptische Untersuchung.

Zur Untersuchung gelangten Proben der Fraktionen 5·0 bis 0·5 μ, wobei sich die Fraktion um 5·0 μ für das Studium der Oberflächeneigenschaften und der Löcher besonders zweckmäßig zeigte, da das „Glas" dieser Größe noch viele Löcher enthält und gerade auch eine Dicke besitzt, die einerseits seinen Aufbau gut studieren läßt, anderseits noch hinreichend durchstrahlbar ist. Doch auch die feineren Fraktionen bieten der Beobachtung viel interessante Einzelheiten, deren Kenntnis für das Verständnis der Natur der Teilchen wertvolle Anhaltspunkte gibt.

a) *Auswertung der Beugungsaufnahmen.*

Zufolge der lichtoptisch an den „Gläsern" festgestellten glasigen und glimmerartigen Eigenschaften galt der Frage in welchem Feinbauzustande sie sich befinden, höchstes Interesse. Zur Beantwortung wurde sowohl die elektronenoptische (Elektronenbeugung) als auch die röntgenographische Methode herangezogen. Es konnte dabei übereinstimmend festgestellt werden, daß alle „Gläser" kristallisiert sind und allem Anscheine nach, übrigens in Übereinstimmung mit den lichtoptisch beobachteten Eigenschaften, unterschiedliche Feinbaufortschritte aufweisen. Variierende Zahl und Güte der Interferenzlinien bei gleichen Aufnahmebedingungen lassen dies vermuten.

An dieser Stelle bleibt nun festzuhalten, daß es in keinem Falle mehr um richtiges Glas handelt, sondern daß es, wie schon auf Grund der Ergebnisse der vorangegangenen Untersuchung zu erwarten war, eine Umbildung zu einem glimmerartigen Mineral erfahren hat.

Die Elektronen-, vor allem aber die Röntgenbeugung zeigen fürs erste Einheitlichkeit der untersuchten Proben an. Die numerische Auswertung erbrachte schließlich eine Einengung der Möglichkeiten auf Kaolinit und Montmorillonit. Da an Hand der Beugung Kaolinit und Montmorillonit gegenwärtig nicht auseinandergehalten werden können (10), ist man auf Anhaltspunkte angewiesen, die in unserem Falle aus der lichtoptischen Untersuchung oder aus den folgenden Stereobildern und vor allem aus den Röntgendiagrammen genommen werden können.

b) *Auswertung der Stereoaufnahmen.*

Diese Art von Aufnahmen [1] ist für das Erkennen der Formeigenschaften des vorliegenden Materials von ganz besonderem Wert. Da die Wiedergabe der Stereobildpaare zur Zeit noch größere Schwierigkeiten macht, können nur einige Einzelbilder gebracht werden. Die Schilderung ihres räumlichen Eindruckes wird im folgenden versucht.

Man kann im Stereobild zumeist verschieden große Blätter bis feine Schuppen, von denen die größeren durch Lochreihen begrenzt sind, erkennen (Abb. 5). Diese größeren Individuen sind eigentlich Pakete unzähliger, feinster Blätter, die, da sie nur selten durchgehende Schichten bilden, ein mehr minder lockeres Haufwerk darstellen. Durch solche Blatt- bis Schuppenpakete setzen die Löcher,

[1] Ich verdanke sie der Hilfe Herrn Dr. *F. Graseniks* von der Forschungsstelle für Elektronenmikroskopie an der Technischen Hochschule Graz.

oft als lange Röhren, hindurch und lockern sie, besonders aber die deckenden Schichten, zusätzlich auf. Derartige ganz durchgehende Röhren sind für die räumliche Erfassung der „Gläser" besonders günstig. Sie besitzen Größen, die immer wiederkehren. So z. B. herrschen in B_1 (Abb. 5) Löcher mit 0·7 μ. Da sie nicht immer exakt durch sämtliche Schichten „durchgestanzt" erscheinen, sondern

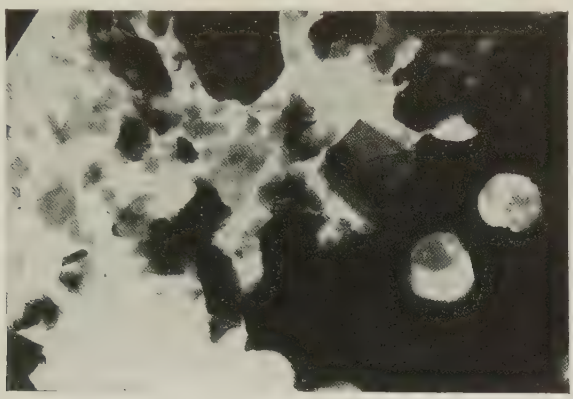


Abb. 5. Elektronenoptische Aufnahme (Einzelbild aus einem Stereopaar). Vergrößerung 13.200fach. Fraktion unter 5 μ, Stainz-Pichling (B_1). Im Stereobild erscheinen die Löcher (d = 0·7 μ) als Röhren und gewähren einen guten Einblick in den Bau der ehemaligen Glasteilchen.

einzelne Schichten des Haufwerkes als feinste „Häutchen" ein Stück in die lichte Weite ragen, ergibt sich bei der Stereobetrachtung ein ausgezeichnet räumliches Bild.

Bei den noch kenntlich dem glasigen Zustand näher stehenden Individuen sind zusammenhängende Schichten noch seltener, schuppig-wolkiger Bau häufiger. Besonders die kleineren von ihnen scheinen ihre Umrisse und Form durch eine derartige Ausbildung zu verlieren.

In B_5 sind Reste des schon lichtoptisch festgestellten schwammartigen Aufbaues häufig zu sehen. Sie enthalten schlanke, senkrecht stehende Blättchen, die von oben gesehen wie krumme Äste in verschiedene Richtungen ragen (Abb. 6). Außerdem sind hie und da sechsseitige Kaolinitblättchen zu sehen.

Auch die Aufnahme von B_2 enthält interessante Beispiele. So ist unter anderem wie in Abb. 7 wiedergegeben, ein schräg getroffenes Individuum mit nach einer Seite klaffenden Deckschichten zu sehen. Durch eine „Röhre", die senkrecht das Mineral durchsetzt und von der Aufnahme schräg getroffen wurde, erkennt man gut die schärfere Begrenzung der deckenden Schichten gegenüber dem lockeren, schuppigen Inneren. Derartige Individuen charakterisieren Zustand

und Wesen des Materials in ganz besonderer Weise. Ihr Bild enthält die auch lichtoptisch aufgetauchte Frage, ob dichtere, mehr minder zusammenhängende Schichten baulich im Gegensatz zu dem noch lockereren, schuppigen Innern stehen und ob jeder dieser Einzelbauteile für sich genommen auf die Umwandlung des Materials hindeutet.

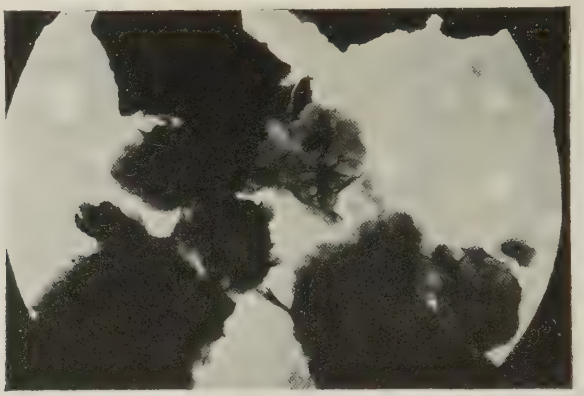


Abb. 6. Elektronenoptische Aufnahmen. Vergrößerung 4000fach. Fraktion 5 μ von Mühldorf (B_5). Fortgeschritteneres Stadium der Montmorillonitbildung.

Auf Grund der Stereoaufnahmen und den mit ihrer Hilfe studierten Teilchenformen und -aufbau ist es nun sehr wahrscheinlich, daß es sich in allen Fällen um Montmorillonit handelt.

5. Röntgenographische Untersuchung.

(Verwendete Fraktion 5 μ.[1])

Die Pulverdiagramme (*Debye-Scherrer*) von B_1, B_5 und B_6 sind sehr linienreich (14 gut meßbare Interferenzlinien) und unterscheiden sich dadurch etwas von den Aufnahmen des übrigen Materials. Man kann daher ebenso wie auf Grund der Elektronenbeugung auf unterschiedlich fortgeschrittene Kristallisation des einstigen Glases schließen.

Die Auswertung der Pulverdiagramme und der Vergleich mit der Literatur weisen abermals auf Montmorillonit.

Um festzustellen, ob das Material trotz der zum Teil glasigen Eigenschaften feinbaulich vollkommen dem Montmorillonit entspricht, wurden von B_1 und B_6 auch im gequollenen Zustande Aufnahmen

[1] Zur Kontrolle wurden auch jeweils grobe Fraktionen (0·2 bis 0·05) nach Mahlung röntgenographisch untersucht. In den meisten Fällen enthielten die Aufnahmen nur Montmorillonitlinien.

gemacht. Bei beiden Proben war die Linie für (001) bei lufttrockenem Material bei 15·6 Å bzw. 14·7 Å erschienen. Das gequollene Material, das die Möglichkeit hatte, sein Maximum an Wasser aufzunehmen, zeigte durch die Wanderung der (001)-Linie die vom Montmorillonit bekannte innerkristalline Quellung an, so daß der Nachweis einer fertiggebauten Montmorillonitstruktur erbracht wurde.

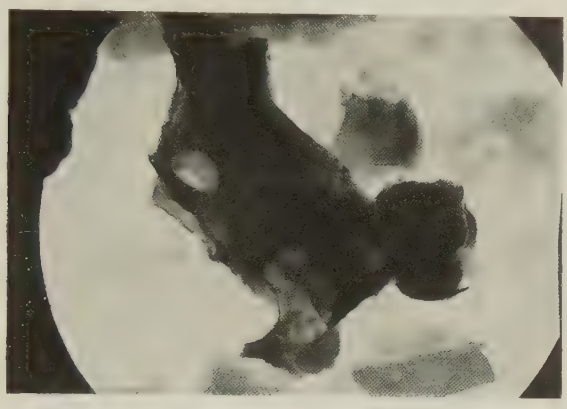


Abb. 7. Elektronenoptische Aufnahme eines ehemaligen Glasteilchens Stainz-Schönegg (B_2). Vergrößerung 13.200fach. Scharf begrenzte Individuen und verschwommene Schüppchen.

6. Chemische Untersuchung.

Um das Material schließlich noch chemisch zu charakterisieren seien folgende Analysen angeführt (von B_3 liegt keine Analyse vor):

Quantitative Analyse der Fraktion 0·02—0·01 mm, Material Pichling-Stainz (B_1).

	Gew. %	Mol. Verh. $SiO_2:Al_2O_3$	Niggliwerte	
SiO_2	60·35	5·90:1	si	342
Al_2O_3	17·38		al	58
Fe_2O_3	2·89		fm	12
MgO	Sp			
CaO	1·04		c	6
Na_2O	1·91		alk	23·5
K_2O	3·61		k	0·51
$H_2O\pm$	12·85			
	100·03 Gew. %			

Bei Durchsicht der Analysen fällt trotz schwankenden SiO_2 : Al_2O_3-Verhältnisses die große Ähnlichkeit der Analysen auf, da die übrigen Werte in für vulkanisches Glas dieser Art charakteristischer Weise gegenüber SiO_2, aber auch Al_2O_3 zurücktreten.

Quantitative Analyse des Materials von Ratten (B_4). Aus (12).

	Gew. %	Mol. Verh. $SiO_2:Al_2O_3$	Niggliwerte	
SiO_2	71·60	8·89:1	si	490
Al_2O_3	13·63		al	55
Fe_2O_3	1·32		fm	6·5
MnO	0·04			
CaO	1·01		c	7·5
Na_2O	2·24		alk	31
K_2O	3·69		k	0·52
$H_2O\pm$	6·79			
	100·32%			

Quantitative Analyse der Probe von Mühldorf (B_5). (Analytiker: Angel, Meixner.)

	Gew. %	Mol. Verh. $SiO_2:Al_2O_3$	Niggliwerte	
SiO^2	59·08	4,45:1	si	316
TiO_2	0·10			
Al_2O_3	22·58		al	71
Fe_2O_3	0·38			
FeO	0·63		fm	8
MnO	0·01			
MgO	0·47			
CaO	1·81			10·5
Na_2O	1·51			
K_2O	0·88		alk	10·5
P_2O_5	0·04		k	0·27
$H_2O\pm$	12·59			
	100·08%			

Quantitative Analyse der Fraktion kleiner als 0·01 mm, Material Schönegg b. Stainz (B_2).

	Gew. %	Mol. Verh. $SiO_2:Al_2O_3$	Niggliwert	
SiO_2	65·60	7·3:1	si	414
Al_2O_3	15·17		al	56
Fe_2O_3	2·50			
MgO	Sp.		fm	12
CaO	1·32			
Na_2O	1·80		c	9
K_2O	2·96		alk	23
$H_2O\pm$	11·07		k	0·52
	100·42%			

Quantitative Analyse des Bentonits von Ponza (B_3). (Mit Genehmigung der S. A. M. I. P. Rom, der ich die folgende Analyse verdanke.)

	Gew. %	Mol. Verh. $SiO_2:Al_2O_3$	Niggliwerte	
SiO_2	72·07	7·15:1	si	450
Al_2O_3	17·14		al	63
Fe_2O_3	1·03		fm	13·5
MgO	0·94			
CaO	2·85		c	19
$Na_2O + K_2O$	0·89		alk	4
SO_3	0·19		—	—
$H_2O\pm$	4·89			
	100·00%			

Die untersuchten Tuffe lassen sich Rhyolithen (B_4, B_6), Daziten (B_5) und Trachyten (B_1, B_2) zuordnen und sind daher als deren Gläser zu bezeichnen (siehe auch Lichtbrechung). Aus ihnen allen geht in gleicher Weise der Montmorillonit hervor. Vergegenwärtigt man sich, daß auch aus noch basischeren Gläsern, ja selbst aus Basalt Montmorillonit entsteht, liegt der Gedanke nahe, daß der Montmorillonit bei seiner Entstehung nicht an einen eng begrenzten Chemismus gebunden ist, wenn man, wozu Berechtigung vorliegt, annimmt, daß keine Stoff ab- oder zuführenden Vorgänge an seiner Genese teil hatten.

Es sei noch kurz darauf hingewiesen, daß die angeführten Analysen gut (besonders des Materials von Mühldorf) mit jenen von Wyoming (Amerika) übereinstimmen.

Zusammenfassende Erörterungen.

Die Steiermark besitzt zahlreiche, wenn auch meist kleine Vorkommen glasigen, mehr minder verfestigten Materials, das auf Grund vulkanischer Entstehung als Tuff zu bezeichnen ist. Der Hauptgemengteil dieses Tuffes, ein blasiges, löcheriges „Glas", hat besondere Oberflächeneigenschaften, die sich licht- und elektronenoptisch sehr gut verfolgen lassen. Weiters konnte im Elektronenmikroskop der Aufbau und mittels der Elektronenbeugung und Röntgenographie die Kristallinität des ehemaligen Glases in allen Fällen nachgewiesen werden. Reihenfolge und Intensität der Beugungsringe und Interferenzlinien bezeugen, wie außerdem die röntgenographisch verfolgbare innerkristalline Quellung zweier Proben (Stainz-Pichling, Ponza), Montmorillonitstruktur. Die Montmorillonite der übrigen Vorkommen lieferten meist linienärmere Diagramme und wurden nicht auf innerkristalline Quellung untersucht.

Die Montmorillonite sind, wie die chemische Untersuchung zeigte, aus Rhyolith-, Dazit- und Trachytgläsern entstanden.

Die bekannte Instabilität derartiger Gläser macht es verständlich, daß sie ein gewisses Streben nach Kristallisation besitzen. Da alle untersuchten Proben bis auf eine (B_6, Ponza) an Orten abgelagert wurden, wo keine nachvulkanischen Phasen wirksam sein konnten, scheint die Montmorillonitbildung Verwitterungsprozessen zuzuschreiben zu sein. Es sei an dieser Stelle nur noch erwähnt, daß noch andere Entstehungsmöglichkeiten denkbar sind, auf die in einer späteren Arbeit näher eingegangen werden soll. Eine gewisse Analogie scheint auch zur Bildung des Opal mit Hochcristobalitstruktur zu bestehen (8).

Mikrobilder und die chemischen Analysen (14), ferner auch die Genese des Materials zeigen weitgehende Übereinstimmung mit den Bentonit von Wyoming (Amerika). Somit fallen die untersuchten Proben unter dieselbe Definition und sind daher als Bentonite zu betrachten. Da bei dieser Bewertung nur mineralogische Eigenschaften maßgebend sind, ist nur wenig über das technische Verhalten des Materials ausgesagt. Bei den fortzuführenden Untersuchungen wird versucht werden, Klarheit über die Zusammenhänge mineralogischer Zusammensetzung und den für die Technik maßgeblichen Verhalten zu erlangen.

Ich hatte Gelegenheit die röntgenographische Untersuchung am mineralogisch-petrographischen Institut der Universität und die elektronenoptischen Studien an der Forschungsstelle für Elektronenmikroskopie an der Technischen Hochschule in Graz durchführen zu können. Für die immerwährende Förderung meiner Arbeit habe ich den Herren Prof. Dr. *A. Hauser* und Prof. Dr. *H. Heritsch* zu danken.

Literatur.

1. *Correns, C. W.*, und *M. Mehmel*, Z. f. Kristallographie, Bd. 94, S. 337—348 (1936). — 2. *Doelter, C.*, Denkschr. d. Akademie d. W. Wien, Math. naturw. Klasse, Bd. 36 (1876). — 3. *Eigel, Fr.*, Tschermaks Min. petr. Mitt., Bd. 8 (1887). — 4. *Eitel, Fr.*, und *O. E. Radczewski*, Die Naturwissenschaften, Bd. 28, S. 397 (1940). — 5. *Flügel, H.*, und *E. Neuwirth*, Anzeiger d. Akad. d. Wiss. Wien, 1952, im Druck. — 6. *Marchet, A.*, Tschermaks min. petr. Mitt., Bd. 45 (1934). — 7. *Meixner, H.*, Fortschritte d. Min. etc., Bd. 23 (1939). — 8. *Neuwirth, E.*, Tschermaks min. petr. Mitt., Bd. III, S. 32 (1952). — 9. *Noll, W.*, Chemie d. Erde, Bd. 11, S. 294—306 (1937). — 10. *O'Daniel, H.*, und *O. E. Radczewski*, Die Naturwissenschaften, Bd. 28, S. 628—630 (1940). — 11. *Penta, Fr.*, L'Industria Mineraria d'Italia e d'Oltremare. Fsc. 1—3 (1938). — 12. *Petrascheck, W.*, Berg u. Hüttenm. Mz., H. 4 (1936). — 13. *Petrascheck, W.*, Sitzungsberichte d. Akad. d. Wiss. Wien, Abt. I, Bd. 149 (1940). — 14. S. A. M. I. P., Bolletini Tecnici della S. A. M. I. P. — 15. *Siegl, W.*, BHM. Bd. 96 (1951), S. 104.

Ein neuer Axinitfund in den Ostalpen.

Ergänzungsbericht.

Von

A. Raßmann und **H. Luithlen.**

(Eingelangt am 15. Januar 1953.)

In obigem Bericht (Tschm. min. u. petr. Mitt., Band 3, S. 51) mußte ich bemerken, daß es mir noch nicht gelungen war, Axinitstufen von dem neuen Fundort selbst zu sammeln. Dies ist mir nun im heurigen Sommer geglückt und soll hier eine kurze Diagnostik des Fundortes gegeben werden.

Unterhalb des Schlattenkeeses, am ehemaligen Gletscherboden sind die verschiedenen Varianten von „Mischgneisen" an der Grenze: Biotitgneis—Zentralgneis prächtig aufgeschlossen. Hier findet sich auch eine etwa 8 m mächtige Pegmatitgneislage, die in westöstlicher Richtung streicht. Sie variiert gleichfalls; es finden sich hellere und dünklere Lagen. Hier bemerkt man auch reichlich die schon erwähnten bläulichen Feldspate. In diesem Pegmatitgneis sind jüngere Quarz- und Pegmatitgänge sowie Mineralklüfte zu sehen. In den beiden letzteren findet sich der Axinit. Der Gang selbst, der den meisten Axinit liefert, besteht aus lockerem Pegmatit und wird begleitet von einem parallel dazu gerichteten Gang, der nur aus bläulichen Feldspaten besteht. Er streicht NNW und hat senkrechtes Einfallen. Die Axinite sitzen auf Klüften mit Bergleder, die von Chlorit erfüllt sind. Auch der Pegmatit selbst ist von zahlreichen Axinitäderchen und Klüften, die nur von Axinitkriställchen besetzt sind durchzogen. Das Gestein zeigt Zerbrechungserscheinungen.

Auch die Paragenese kann noch durch Eigenfunde ergänzt werden. Außer den bereits angeführten Begleitern: Adular, Albit, Chlorit, Bergkristall und „Bergleder" — wobei der Adular deutlich auf dem Albit sitzt — sind noch zu nennen: Epidot und Apatit; letzterer wurde zwar nicht mit dem Axinit zusammen, aber auf den gleichen Mineralklüften gefunden. Zu erwähnen wäre noch, daß in dem lockeren Feldspataggregat, auf dem die Axinite sitzen, auch kleine Biotithäufchen eingestreut sind, die sich leicht herauslösen lassen.

Das lockere Feldspataggregat ist besonders an feinen (jüngeren?) Klüften, die sonst keine Kluftminerale führen und zahlreich vorhanden sind, durchsetzt von feinen, farblosen bis hell gelblichgrün gefärbten Nädelchen. Die optische Untersuchung ergab Epidot.

Der Axinit gehört zur letzten Kristallisation, wenn man von dem die Spalten ausfüllenden Chlorit absieht.

Literatur: Neue Bücher.

Schwermineralseifen an der Mecklenburgischen Ostseeküste. Ein Beitrag zur Entstehung und Umbildung von Litoralseifen. Von *K. von Bülow.* („Archiv für Lagerstättenforschung": Heft 81.) Mit 19 Textabb. und 47 Photoreproduktionen auf 189 Bildtafeln, 63 S. Berlin: Akademie-Verlag. 1951. DM 9.50.

Das Werk bringt die Ergebnisse bisher noch ausstehender systematischer Untersuchungen über die Entstehung und das jahreszeitlich und mit den geologischen und geographischen Bedingungen wechselnde Verhalten der in der Regel in ihrem Bestand sehr labilen litoralen Schwermineralseifen. Studiengebiet war die Ostseeküste beiderseits Warnemünde (von Nienhagen bis Rosenort). Die Untersuchung wurde im wesentlichen nach geologischen Gesichtspunkten unter kritischer Mitverwertung der in der Literatur vorhandenen und selbstgewonnenen mineralogischen Unterlagen durchgeführt. Für die Seifenbildung sind Küstenverlauf und Küstenbeschaffenheit wichtig, wenn sich auch solche Fragen selten eindeutig beantworten lassen. Der Aufbau der Seifen setzt im Sommer ein, der Frühherbst reichert sie an, während des Winters und Frühlings erfolgt ihre weitgehende Zerstörung, so daß sich das von ihnen zu gewinnende Bild unter Bevorzugung bestimmter Küstenteile ständig ändert. Regeln für die Bemessung der für den Wiederaufbau von natürlich zerstörten oder von technisch ausgeschöpften Seifen notwendigen Zeit werden gewonnen. Darüber hinaus kann gesagt werden, daß die Analyse der Küstenseifen ein Mittel zum Studium der Dynamik der Küstenveränderungen darstellt. Es werden aus der Naturbeobachtung gewonnene Anregungen zur Erzeugung, Vergrößerung und Konzentrierung von Küstenseifen (Zäune, Stacheldraht usw.) angegeben und die Mittel in ihrer Wirkung besprochen.

Es handelt sich um eine sehr anregende, neue Beobachtungen bringende Darstellung, die durch anschauliche Bebilderung bestens unterstützt wird.

F. Machatschki, Wien.

Die Lagerstätten nutzbarer Mineralien. Ihre Entstehung, Bewertung und Erschließung. Von *B. Granigg.* Mit Beiträgen von *J. Horvath* und *V. E. Gerzabek* Mit 156 Textabb., VIII, 217 S. Wien: Springer-Verlag. 1951. S 95.—, geb. S 105.—, sfr. 19.—, geb. sfr. 21.50, $ 4.40, geb. $ 5.—, DM 19.—, geb. DM 21.—.

Nach Klarlegung einiger Begriffe und einem Überblick über die Geochemie folgt auf zirka 40 Seiten eine sehr gedrängte, aber recht vollständige Kennzeichnung der Entstehung der verschiedenen Minerallagerstätten. Dabei werden im allgemeinen dieselben Entstehungsargumente angeführt und es wird in ähnlicher Weise eingeteilt, wie es z. B. *H. Schneiderhöhn* in seiner Erzlagerstättenkunde tat. In diesem Teil versucht *Granigg* ohne Nennung spezieller Beispiele dem Praktiker das Allernotwendigste über die Lagerstättenbildung zu vermitteln. Dieser Teil ist knapper geraten, als man nach dem Untertitel erwarten würde. Der Hauptanteil des Buches (2. und 3. Teil) ist Fragen der Bewertung und der Erschließung der Lagerstätten *(Granigg)*, den Erdöltiefbohrungen *(Ger-*

zabek), den Bohrungen überhaupt und geophysikalischen Schürfverfahren *(Horvarth)* gewidmet. Diese beiden Teile sind es, die den eigentlichen Inhalt des Buches darstellen; hier liegt seine Stärke. Die sehr erschöpfende Darstellung der Erdöltiefbohrung nimmt etwa ein Viertel des Buchraumes ein. Diese beiden Teile bringen dem Lagerstättenkundler im engeren Sinne viel wissenswertes technisches und wirtschaftliches Material nahe, an welchen Fragen er in zunehmendem Ausmaß nicht mehr vorbeigehen kann.

Die Bebilderung, zu welcher von seiten amerikanischer Firmen Material beigesteuert wurde, ist in beiden letzteren Teilen sehr reichlich und instruktiv. Die Ausstattung des Buches ist denkbar gut. *F. Machatschki,* Wien.

Atlas von Niederösterreich. Herausgegeben von der Kommission für Raumforschung und Wiederaufbau der Österreichischen Akademie der Wissenschaften. *H. Hassinger,* und vom Verein für Landeskunde von Niederösterreich und Wien, *A. Becker,* in redaktioneller Verbindung mit *E. Arnberger.* 1. Doppellieferung. Entwürfe und Kartenbearbeitungen von *E. Arnberger, H. Bona, K. Brunbauer, H. Hassinger, K. Hawranek, K. Lechner, F. Rosenkranz* und *K. Wiche.* Mit 20 Karten. Wien: Freytag-Berndt und Artaria. 1951.

Der Atlas will auf streng wissenschaftlicher Grundlage ein Bild des Gesamtgefüges von Niederösterreich geben. Er will der natürlichen Beschaffenheit sowie allen Zweigen der kulturellen Zustände gerecht werden und die kausalen Zusammenhänge zwischen beiden Anschauungsreihen verständlich machen. — Für den Mineralogen, Petrographen und Geologen sind aus der ersten Doppellieferung die Blätter Oberflächenformen (mit Eintragung der Gesteinsbeschaffenheiten der Rumpfflächen) und Landschaften von Interesse. Die übrigen Blätter behandeln die Verwaltungsverhältnisse, klimatische Belange, Wald- und Wiesenverteilung und die Verteilung der Anbauflächen der wichtigsten landwirtschaftlichen Produkte, Verteilung von Industrie und Elektrizitätswirtschaft. Nach dem vorliegenden Material zu schließen, dürfte dem großzügig angefaßten Vorhaben ein guter Erfolg beschieden sein. *F. Machatschki,* Wien.

Serpentin- und Chromerz-Geologie der Balkanhalbinsel und eines Teiles von Kleinasien. Von *G. Hiessleitner.* (Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt: Sonderband 1.) Mit 149 Textabb., 10 Tafeln, 37 Photos und Mikrophotos, 683 S. Wien: 1951/2.

Das umfangreiche Werk *G. Hiessleitners* über die Serpentin- und Chromerzgeologie enthält neben den vorwiegend geologischen Gesichtspunkten soviel petrographisch und auch mineralogisch Bedeutsames, daß eine Buchbesprechung in dem gegebenen Rahmen durchaus gerechtfertigt erscheint. Die Darstellung gliedert sich in zwei Teilbände, die ihren inneren Zusammenhang schon rein äußerlich aus der durchgehenden Seitennumerierung verraten: der zweite Teil beginnt mit Seite 259; außerdem ist das detaillierte Inhaltsverzeichnis dem ersten Teil beigegeben und im zweiten Teil ist nur die Gliederung in Hauptabschnitte angeführt.

Der erste Teil enthält die Einzelbeschreibungen der Serpentin- und Chromerzvorkommen des im Titel genannten Gebietes. Jedes Vorkommen wird in einem weitgespannten Rahmen dargestellt. Es wird auch die allgemeine geologische und tektonische Stellung, der Zusammenhang mit den begleitenden Serien entsprechend erläutert. Das geschieht nicht nur an Hand der über jedes Gebiet erschienenen Literatur, sondern vor allem in der lebendigen Darstellung dessen, der an Ort und Stelle gesehen und erforscht hat. Es ist auch als besonders wertvoll hervor-

zuheben, daß petrographische Beschreibungen (Dünnschliffbeschreibungen) reichlich gegeben werden, wobei vieles des Mitgeteilten erstmalig publiziert wird. Dasselbe gilt auch für Beobachtungen an Erzanschliffen. Angaben über Analysen von Erzen bzw. über Tonnagezahlen werden die besondere Beachtung des mehr technisch Interessierten finden. Die in Textabbildungen und Tafeln beigegebenen Karten und Profile unterstützen die Lektüre wesentlich. Allerdings scheinen manche Abbildungen zu stark verkleinert (z. B. Abb. 60, Seite 109). Den besonderen Wert des ersten Teiles stellt die Tatsache dar, daß *G. Hiessleitner* die Vorkommen selbst kennt, und zwar nicht nur durch gelegentliche Exkursionen, sondern durch seine über zwei Jahrzehnte währende Tätigkeit in der Chromerzgeologie. So schreibt der Verfasser, daß er mit Ausnahme von *Oršova* und *Tsangli* alle größeren Chromerzvorkommen besucht hat. Man hätte sich daher wohl gerne gewünscht, daß gerade dieser erste Teil des Werkes noch ausführlicher hätte sein können und daß der Verfasser aus den reichen Schätzen seiner Erfahrung noch mehr Anregungen für weitere Forschungen gegeben hätte, als es schon in der vorliegenden Form geschehen ist.

In die Einzelbesprechungen werden auch immer schon allgemeine Gesichtspunkte, was z. B. den magmatischen Zonenbau, Typisierung der Lagerstätten und ähnliches betrifft, eingebaut. Gerade diesen allgemeinen Gesichtspunkten ist der zweite Teil gewidmet. Darin werden zuerst die die Peridotite begleitenden Serien — und zwar mäßig kristalline (mutmaßlich paläozoische) Gesteinsfolgen, Schiefer-Hornsteinserie und Altkristallin — behandelt. Als Regel für das Auftreten der Peridotite wird dabei ihr Erscheinen an der Grenze des Altkristallins zu mindermetamorphen Schichten festgestellt. Aus der reichen Fülle des Materiales der folgenden Kapitel seien nur einige Punkte hervorgehoben, wie etwa die Beobachtung des Vorherrschens von Pyroxenperidotiten, Zurücktreten von reinen Duniten und sauren Abspaltungsprodukten wie Gabbro und Albitit. Anorthosite fehlen ganz. Wichtig erscheint auch die feldgeologisch gewonnene Beobachtung, daß Pyroxenperidotit-Magmen zähflüssig sind. Auseinandersetzungen über Chromit (dieser hat am Balkan am häufigsten Dunit als Muttergestein) leiten in die Typisierung der Chromerzlagerstätten über. Hier unterscheidet der Verfasser als Hauptformen Schlierenplatte und Schlierenstock neben Sprenkelerz. Hinsichtlich des geologischen Auftretens hat *H. Hiessleitner*, teilweise gemeinsam mit *E. Clar*, folgende Einteilung gegeben: es wird der Raduschatyp und der Ormigliatyp unterschieden. Der Raduschatyp enthält zur Unterlage und magmatischen Bankung steile, schräggestellte Schlierenplatten; verbunden damit ist die Ausbildung einer durch mächtige Erzstöcke ausgezeichneten Basiszone. Der Ormigliatyp dagegen enthält flözartige Sprenkelerz-Chromitbänder, die sich schichtenparallel dem magmatischen Stockwerksbau einfügen.

Die innere Zonengliederung der chromerzführenden Peridotitmassive des Balkans und Kleinasiens (abwechselnde Schichten von Dunit und Pyroxenperidotit) bildet naturgemäß einen wesentlichen Bestandteil der Darlegungen und wird mit ähnlichen Phänomenen außerbalkanischer Vorkommen verglichen. Gerade die Kenntnis dieser inneren Zonengliederung der Peridotite seines Forschungsgebietes ist den Arbeiten *G. Hiessleitners* zu danken, der auch in jahrzehntelanger Tätigkeit die praktische Bedeutung seiner Erkenntnisse für den Chromerzbau nachweisen konnte.

Die kritische Einstellung des Verfassers zeigt sich bei der Behandlung der Kontaktwirkungen, die für die Peridotite des untersuchten Raumes nur untergeordnete Bedeutung haben. Der Abschnitt über oberflächennahe Mineralum- und -neubildungen ist besonders vom mineralparagenetischen Standpunkt aus interessant. Eine sehr instruktive Tabelle (Seite 496/7) faßt alle Erkenntnisse

prägnant zusammen. Ein Kapitel über irdische und kosmische Peridotitgeologie führt schon in sehr spekulative Bereiche (Mondablösung). Ein Abschnitt über Erzvorräte und Entwicklungsmöglichkeiten des balkanischen Chromerzbaues schließen den zweiten Teil ab. Ein Literaturverzeichnis, 920 Nummern, englische Zusammenfassung und ausführliches Inhaltsverzeichnis sind beigegeben. Druck und Ausstattung sind gut, Druckfehler nur spärlich vorhanden, z. B. „Rilling" statt „Rillung" (Seite 490) oder „Gesteinsmechanismus" statt „Gesteinschemismus" in einem Zitat (Seite 532).

Bei den chemischen Formeln der Mineralien ist es natürlich für den Lagerstättenkundler oft schwer, die neue Entwicklung in der Schreibweise zu berücksichtigen, da ja naturgemäß auch die Handbücher etwas nachhinken. So bestehen hier Wünsche, daß manche Formel besser anders geschrieben worden wäre. Ebenso hätte auch leicht das Wort „Molekül", z. B. Chromitmolekül an vielen Stellen, vermieden und damit den Gedanken der Kristallchemie Rechnung getragen werden können.

Abschließend sei festgestellt, daß man dem Verfasser danken muß, daß er seine reichen Erfahrungen durch die Veröffentlichung seines Werkes einem breiten Publikum zur Verfügung gestellt hat. *H. Heritsch*, Graz.

Grundriß der Kristallchemie. Eine Einführung für Studierende. Von *J. E. Müller*. Mit 209 Textabb. und 72 Tab., VIII, 507 S. Berlin: W. de Gruyter & Co. 1952. Geb. DM 36.—.

Die beiden ersten Kapitel behandeln in knapper Darstellung die Kristallstrukturtheorie, den Begriff Koordinationszahl, Kristallbildung und -wachstum, Zusammenhänge zwischen Kristallbau und äußerer Form der Kristalle, schließlich einiges über den Unterschied zwischen Real- und Idealkristall. Im nächsten Kapitel werden gebracht die Ableitung der *Laue*schen Gleichungen und der *Bragg*schen Gleichung, die wichtigsten experimentellen Methoden zur Strukturbestimmung, reziprokes Gitter und Intensitätsbrechung; irgendwelche Hinweise auf die heute unentbehrlichen, in den letzten 25 Jahren ausgearbeiteten Verfahren fehlen, überhaupt befleißigt sich der Verf. einer für den Anfänger begrüßenswerten, anspruchslosen und klaren Darstellung. Das nächste Kapitel handelt von den Bindungsarten und bringt diese in Beziehung zu den Eigenschaften der Stoffe (die originellen Tabellen 21 und 22 sind nicht in allen Punkten stichhaltig!). Das 6. Kapitel fußt ganz auf den Arbeiten von *V. M. Goldschmidt* und *L. Pauling;* es behandelt die Raumbeanspruchung der Gitterbestandteile; ebenso schmiegen sich die folgenden acht, der Einzelbeschreibung der Kristallgitter gewidmeten Kapitel zu enge an die nun doch lange zurückliegenden, wenn auch grundlegenden Untersuchungen von *V. M. Goldschmidt* an; sie bleiben in vielen Punkten dort stecken und sind vielfach zu breit geraten, während neuere Ergebnisse allzu kurz kommen. In diesen Kapiteln finden auch Polymorphie, Isomorphie und Mischkristallbildung ausgiebige Behandlung; im Kapitel über die Silikatstrukturen sind in den Formeln mehrfach (Druck-) Fehler anzutreffen; die dort gebrauchten, in der alten Mineralogie beliebten Umwandlungsgleichungen haben für eine moderne Kristallchemie kaum Bedeutung; für Formeln und Strukturformeln wird keineswegs immer die zweckmäßigste Schreibungsart gewählt. Das Buch schließt mit einer Raumgruppentabelle, einem Literaturverzeichnis und getrennten Namens-, Sach- und Formelregistern; es mutet eigenartig an, wenn in einem Buch über Kristallchemie der Name *W. L. Bragg* nur ein einziges Mal erscheint.

An Irrtümern und Druckfehlern fehlt es nicht, wie dies bei Neuerscheinungen meistens so ist. Auf einiges sei hingewiesen: Seite 31, Zeile 6 von unten:

Warum ist die Packungsfolge ABACAB .... keine dichteste Kugelpackung? — Auf Seite 37, Zeile 4 von unten ist die Raumgruppe von $KBrO_3$ falsch angegeben, richtig wäre C_{3v}^5—R 3 m. — Seite 228: Seit wann ist der Anorthoklas monoklin? Hier dürfte eine Verwechslung mit Sanidin vorliegen. — Seite 189: Der Begriff Morphotropie wurde nicht von *V. M. G. Goldschmidt* geprägt, sondern von *P. v. Groth*. — Auf Seite 195 sind Epidot, Homilit usw. in irreführender Weise ineinandergeschachtelt. — Seite 215, Zeile 10/11: Der Formelteil in [ ] stellt *nicht* den *komplexen*, negativen Teil der Formel dar, weil die Anionen 2. Art, was vom Ref. immer bedauert wird, in die Klammer eingezogen werden. — Irreführend ist die Unterschrift zu Abb. 162 „Hornblendegitter nach *Niggli*".

Heute eine umfassende Kristallchemie zu schreiben, ohne sich zu sehr in Einzeldarstellungen zu verlieren und damit die große Linie zu verlassen, ist eine schwierige, sehr viel Erfahrung fordernde Aufgabe; das vorliegende Buch bringt viel nützliches Material und es stellt einen in manchen Punkten für Unterrichtszwecke gelungenen Versuch zur Ausfüllung einer bedauerlichen Lücke (wenn man von *E. Brandenbergers* viel straffer gefaßten Grundlagen der Werkstoffchemie, die ja ein andersartiges Ziel verfolgen, absieht) im deutschsprachigen Schrifttum dar.

Die Bebilderung, meist Neuzeichnungen durch Dipl.-Ing. *W. Lindenberg*, ist vortrefflich und anschaulich, die Ausstattung des Buches ungemein ansprechend.

F. Machatschki, Wien.

Anorganische Chemie auf physikalisch-chemischer Grundlage. Von *A. Klemenc*. Mit 117 Textabb., XIX, 430 S. Wien: Springer-Verlag. 1951. Geb. S 120.—, sfr. 24.50, $ 5.70, DM 24.—.

Der Mineraloge, Petrograph, Lagerstättenkundler und Geologe wird ebenso wie die Vertreter anderer Disziplinen, für welche die anorganische Chemie ein unentbehrliches Hilfsfach darstellt, es sehr begrüßen, diese in einer so umfassenden, übersichtlichen und dabei knappen Darstellung, wie sie das vorliegende Werk bringt, dargeboten zu erhalten. Neben der systematischen anorganischen Chemie sind die Grundlehren der allgemeinen und physikalischen behandelt, daneben wird auch den Ergebnissen der kristallchemischen Forschung Rechnung getragen; auch die Geochemie wurde in der Einleitung nicht vergessen.

In diesem Sinne kann das Werk, das überall das Niveau des neuesten Standes der einschlägigen Gebiete anstrebt, als nützliches und wertvolles Buch den Vertretern der eingangs genannten Fächer bestens empfohlen werden; aber auch die Chemiestudierenden werden es in seiner präzisen Fassung mit Vorteil benutzen können.

F. Machatschki, Wien.

Die Erzmineralien und ihre Verwachsungen. Von *Paul Ramdohr*. Mit 431 Textabb. XIV, 826 S. Berlin: Akademie-Verlag. 1950.

Es wäre unrichtig, das vorliegende Werk einfach als erweiterte Neubearbeitung des 1930 erschienenen II. Bandes des Lehrbuches der Erzmikroskopie von *Schneiderhöhn-Ramdohr* zu betrachten. Es ist mehr als eine solche. So wurde dem systematischen Teil nunmehr ein fast 200 Seiten starker allgemeiner Teil vorangestellt. Dieser bringt zunächst eine kurze Übersicht über die Entstehung und Systematik der Erzlagerstätten, ferner eine sehr übersichtliche und vollständige Paragenesistafel; eine besonders eingehende Darstellung erfährt in diesem Abschnitt die metamorphe Abfolge, die bisher in bezug auf die Erzlager-

stätten weniger Beachtung fand. Schließlich wird im allgemeinen Teil der größte Raum einer systematischen Behandlung der Erzverwachsungen gegeben, und zwar in einem Umfang und einer Vollständigkeit, die wenigstens im deutschen Schrifttum bisher noch nicht angestrebt und erreicht wurde. Dem systematischen Teil ist eine Erläuterung vorangestellt. Die Beschreibung der einzelnen Erzmineralien und Gangarten erfuhr eine entsprechende Erweiterung, ebenso trat eine beträchtliche Vermehrung der Zahl der aufgenommenen Mineralien ein; die Bestimmungsmittel für die einzelnen Mineralien wurden z. B. durch Anführung der charakteristischen inneren Pulverdiagrammlinien und ihrer relativen Intensitäten vermehrt. An Vollständigkeit läßt dieser Hauptteil, der als völlig umgearbeiteter Nachfolger des eingangs erwähnten Werkes gewertet werden kann, nichts zu wünschen übrig. Die zahlreichen bestausgeführten Lichtbildwiedergaben und Zeichnungen unterstützen den Text in hervorragender Weise. Ein sehr ausführliches Schrifttumverzeichnis (über 800 Nummern), Fundorts- und allgemeines Register fördern die praktische Benutzbarkeit des Werkes, das vom Verfasser, der zahlreiche Lagerstätten der Welt aus eigener Anschauung kennt und der an der Entwicklung der einschlägigen Laboratoriumstechnik führend beteiligt war und ist, unter sehr ungünstigen äußeren Umständen geschaffen worden ist. *F. Machatschki,* Wien.

Erzmikroskopisches Praktikum. Von *H. Schneiderhoehn.* Mit 113 Textabb., 39 Texttab., 32 Kunstdrucktafeln und 24 Bestimmungstafeln, 274 S. Stuttgart: Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung. 1952. Geb. DM 40.60.

Seit dem Erscheinen des ersten Teiles der Erzmikroskopie von *Ramdohr-Schneiderhoehn* im Jahre 1934 hat die moderne Erzmikroskopie wesentliche Fortschritte gemacht, die in dem vorliegenden Werk berücksichtigt wurden. Mehr als 6000 Erzanschliffe der Freiburger Sammlung standen dem Verfasser als Grundlage seines Werkes zur Verfügung.

Zunächst wird eine Übersicht über die modernen Erzmikroskope (und Zusatzapparate der Firma Leitz (Wetzlar) gegeben. Es wäre hier der Vollständigkeit halber wünschenswert, auch das Universalmikroskop der Optischen Werke C. Reichert, Wien, anzuführen, das sowohl für Auflicht- als auch Durchlichtmikroskopie in gleicher Weise ausgezeichnet geeignet ist.

In weiteren Kapiteln werden behandelt: Mikrophotographie von Erzanschliffen. Anfertigung solcher mit besonderer Berücksichtigung des Schleif- und Poliervorganges. Von großem Interesse ist die Diskussion der Beschaffenheit der Polierschicht, deren Feststellung die Grundlage für das tiefere Verständnis der erzmikroskopischen Erscheinungen bildet. Von Poliermitteln wäre vielleicht noch die Zinnasche für weiche Erze anzuführen. Im folgenden werden die optischen Untersuchungsmethoden in leicht verständlicher und dabei gründlicher Weise behandelt, ebenso auch die Beobachtungen über Kohäsion, elektrische und magnetische Eigenschaften. Besonders wichtig sind die Kapitel über chemische Reaktionen an Erzanschliffen zur Diagnose der Erzmineralien, und über die Verfahren zur Entwicklung des Erzgefüges („Strukturätzung"), wobei eine Tabelle der für Erzmineralien zur Zeit empfehlenswerten Strukturätzmittel angegeben ist.

Der Abschnitt über mikrochemische, spektrographische und röntgenographische Bestimmung von Erzen ist gegenüber der ersten Auflage des Werkes etwas stiefmütterlich behandelt worden, offenbar, um den Rahmen des Lehrbuches nicht zu überschreiten. Vielleicht kann dieser Teil bei einer Neuauflage des Werkes entsprechend erweitert werden.

Die Schlußkapitel: „Beobachtungen am Einzelmineral" und „Das Gefüge der Aggregate" sind von *H. Schneidenhoehn* ganz neu bearbeitet worden, wobei auch die neueste ausländische Literatur berücksichtigt wurde.

Es werden die verschiedenen Strukturen unter Berücksichtigung genetischer Momente, ferner die Texturen der Erze in zahlreichen Tabellen beschrieben.

Sehr willkommen werden allen Erzmikroskopikern die Bestimmungstabellen mit den wichtigsten Eigenschaften für 180 häufigste Erze sein.

Die Reproduktion der 32 Kunstdrucktafeln mit besonders instruktiven Mikrophotographien von Erzen kann als mustergültig bezeichnet werden, wie auch sonst die Ausstattung des Buches eine hervorragende ist. Es ist bedauerlich, daß die „Tables for microscopic identification of ore minerals" von *W. Uytenbogaardt* (Princeton Univ. Press., 1951) nicht mehr benutzt werden konnten.

Die Literatur ist in erstaunlicher Vollständigkeit mit 263 Zitaten angeführt worden.

Das ausgezeichnete Lehrbuch kann nicht nur allen Mineralogen, sondern auch allen Geochemikern und Geologen bestens empfohlen werden. Gewinnt doch die Erzmikroskopie eine immer größere Bedeutung, die auch darin begründet liegt, daß die Probeentnahme für chemische, spektrographische und röntgenographische Analysen bei Erzen nur in Verbindung mit einer gründlichen Untersuchung im Auflicht richtig durchgeführt werden kann.

H. Haberlandt, Wien.

Tabellen zur optischen Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Von *W. E. Tröger*. Mit 256 Textabb., XI, 147 S. Stuttgart: E. Schweizerbart. 1952. Geb. DM 27.80.

Es steht außer Zweifel, daß, nachdem die 5. Auflage der Mikroskopischen Physiographie von *Rosenbusch-Mügge* längst vergriffen ist, ein dringender Bedarf wenigstens nach einem straff zusammengefaßten Tabellenwerk besteht. Diesem Bedürfnis kommt das vorliegende Buch in vorbildlicher Weise nach. Ja, es geht in seiner praktischen Verwendbarkeit weit über die Tabellen in *Rosenbusch-Mügge* hinaus, nicht nur in Hinsicht auf die Erweiterung der Tabellen selbst, die sich im Grundaufbau völlig an die bewährte Anordnung in der mikroskopischen Physiographie anschließen, sondern vor allem deswegen, weil außer einem sehr handlichen Schlüsseldiagramm zahlreiche bestausgeführte Kristallbilder (mit Eintragung der optischen Orientierung), zahlreiche Variationsdiagramme für viele Mineralgattungen und zahlreiche Monogramme für die Auswertung optischer Messungen aufgenommen wurden. Fast 20 Seiten sind allein den Plagioklasen unter Verwertung aller brauchbaren Bestimmungsvorschläge gewidmet. Es finden sich auch Korrekturdiagramme für U-Tischablesungen; es ist überhaupt erstaunlich, nach wie vielen Richtungen hin die Tabellen ausnutzbar sind, da es auch Spezialtabellen für die Bestimmung an Spaltblättchen mit Hilfe der Interferenzbilder, Achsenwinkel, Doppelbrechung usw., ferner Dichteübersichten und Übersichtstabellen nach Farbe und Löslichkeit gibt. Im ganzen ist ein mühevoll gesammeltes und kritisch gesichtetes, durch eigene Beobachtungen ergänztes, mit bester Sachkenntnis verarbeitetes Material in diesem für jeden Mineralogen, Geologen und Petrographen unentbehrlichen Hilfsbuch geboten, das eigentlich jedem mineralogischen Mikroskop als integrierender Bestandteil beigegeben sein sollte.

Eines nur muß Ref. bedauern, nämlich das Abgehen von den bewährten Bezeichnungen für die Elastizitätsachsen und charakteristischen Brechungsquotienten; sie sind durch die längst für die Kristallographie reservierten Sym-

bole X, Y und Z (bzw. n_x, n_y und n_z) ersetzt worden, Symbole, die in der angelsächsischen Literatur zwar vielfach bevorzugt werden, aber auch von vielen dortigen Forschern als irreführend abgelehnt werden. So hoffen wir auf eine baldige, sonst nicht veränderte Neuauflage, die in diesem Punkt eine reumütige Einkehr erkennen läßt. *F. Machatschki,* Wien.

Veitscher Magnesitwerke Aktiengesellschaft 1881—1951. Von *F. Walter.* Mit 75 Textabb. und 34 Bildtafeln, 328 S. 1951.

Anläßlich der 70-Jahr-Feier des Bestehens hat die Veitscher Magnesitwerke A. G. einen prächtig ausgestatteten Festband herausgegeben, dem eine kurze Erwähnung auch an dieser Stelle gewidmet sein muß. Behandelt wird die geschichtliche Entwicklung des Bergbaues und der Verarbeitungsbetriebe, angefangen von der Entdeckung und sofortigen Nutzung des dortigen Magnesites durch *Carl Spaeter* auf seiner Suche nach Reserven für einen erschöpften Manganerzbau.

Es wird die gesamte technische und wirtschaftliche Entwicklung des Unternehmens in ihrem wechselvollen Schicksal ohne Verhüllung zeitweiser Fehlschläge geschildert.

Mit dem reichlich beigegebenen Bildmaterial, Kartenskizzen, Tabellen und Diagrammen wird ein Werk geboten, das sicherlich über die Grenzen Österreichs hinaus nicht nur für den Wirtschaftswissenschaftler von Interesse ist und das dem allen Geologiebeflissenen schon ob seiner Gastfreundlichkeit in bester Erinnerung stehenden Unternehmen viele neue Freunde gewinnen wird.

F. Machatschki, Wien.

Nachrichten.

Am 13. Januar 1953 starb unerwartet Prof. Dr. *Paul Niggli,* Ordinarius für Mineralogie und Petrographie an der Eidgenössischen Technischen Hochschule und Universität Zürich.

Privatdozent Dr. *Josef Zemann* (Wien) wurde auf das Extraordinariat für Mineralogie und Kristallographie an der Universität Göttingen berufen.

Dr. *Hans Wieseneder* hat sich an der Universität Wien für Petrographie habilitiert.

Am 17. Februar 1953 verschied in Innsbruck Pater *Ludwig Gatterer* S. J., Direktor des Astrophysikalischen Laboratoriums der Specola Vaticana, Castel Gandolfo.

Herausgeber, Eigentümer und Verleger: Springer-Verlag, Wien, I., Mölkerbastei 5. — Für den Inhalt verantwortlich: Prof. Dr. Felix Machatschki, Mineralogisches Institut der Universität, Wien, I., Universität. — Druck: Friedrich Jasper, Wien, III., Tongasse 12.

Beitrag zur Kenntnis der Feldspäte der Tessiner Pegmatite.

Von

Georg M. Paraskevopoulos, Athen.

Mit 25 Textabbildungen.

Inhaltsverzeichnis.

Seite

Einleitung 192

I. Die Feldspäte 197

A. Die Alkalifeldspäte 198

1. Die Entmischung 205

a) Orientierung der Albitstreifen 206

b) Kristallographische und optische Orientierung der durch Entmischung entstandenen Albitindividuen gegenüber dem Kaliumfeldspat 207

c) Die Or- und Ab-Zusammensetzung der Perthite 208

2. Die Mikroklinperthite 210

a) Optische Eigenschaften des typischen Mikroklines 210

b) Röntgenographische Untersuchung an Kristallpulvern 212

3. Die Orthoklasperthite 215

a) Optische Eigenschaften 217

b) Röntgenographische Untersuchung mit Pulveraufnahmen . . . 221

4. Diskussion über die Alkalifeldspäte. Triklinisierung und Mikroklinisierung des Orthoklases 222

B. Die Plagioklase 230

1. Die optische Untersuchung 230

2. Röntgenographische Untersuchung an Plagioklaspulvern . . . 235

C. Myrmekitbildung und andere durch das Zusammentreffen K-Feldspat-Plagioklas verursachte Phänomene 238

1. Verdrängung des Kaliumfeldspates durch Plagioklas 243

2. Die Randzone der den Kaliumfeldspat verdrängenden Plagioklase 245

3. Die eigentliche Myrmekitbildung 246

II. Die übrigen und seltenen Bestandteile der Pegmatite 257

1. Die übrigen Bestandteile 257

2. Die seltenen Mineralien 259

III. Zusammenfassung, Einteilung der Pegmatite und Diskussion über ihre Entstehung 260

IV. Vergleich der Tessiner Pegmatite miteinander und mit denjenigen des Bergells, von Olgiasca am Comersee und Valle Antrona und Ossola im Piemont 266

Literatur 268

Die vorliegende Arbeit soll einen Beitrag zur Kenntnis der Tessiner Pegmatite darstellen, unter besonderer Berücksichtigung der in ihnen auftretenden Feldspäte.

Im Jahre 1950 wurde auf Anregung von Herrn Prof. Dr. *P. Niggli* die Arbeit in Angriff genommen. Während den Sommermonaten 1950 und 1951 erfolgten die Feldarbeiten in den verschiedenen Gebieten des Tessins. Die Bearbeitung des Untersuchungsmateriales fand im Mineralogisch-Petrographischen Institut der Eidgenössischen Technischen Hochschule in Zürich statt. Die notwendigen röntgenographischen Untersuchungen wurden am Röntgenographischen Institut der Eidgenössischen Technischen Hochschule und der Eidgenössischen Materialprüfungsanstalt ausgeführt.

Mein erster Dank gilt meinem verehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. *P. Niggli,* für die Zuweisung dieser Aufgabe sowie für das rege Interesse, das er meiner Arbeit jederzeit entgegenbrachte. Herrn Prof. Dr. *C. Burri* danke ich für die große Hilfe bei den optischen Untersuchungen, ebenso den Herren Prof. Dr. *R. L. Parker* und Dr. *F. de Quervain* für mannigfache Mithilfe. Herr Prof. Dr. *J. Jakob* führte für mich verschiedene Feldspatanalysen aus, Herr P. D. Dr. *W. Epprecht* war mir bei den röntgenographischen Untersuchungen sehr behilflich. Ihnen sei gleichfalls mein herzlicher Dank ausgesprochen, der auch Herrn Prof. Dr. *W. Leupold* zukommt für die Erleichterungen und Hilfe während den Arbeiten in den Stollen des Maggia-Kraftwerkes; ferner Herrn Prof. Dr. *E. Niggli* (Leiden), mit dem ich Probleme der Alkalifeldspäte diskutierte, sowie den Institutskollegen, mit denen ich verschiedene Probleme besprechen konnte.

Einleitung.

In der vorliegenden Arbeit werden nur die jungen Pegmatite des Tessins und besonders des westlichen Tessins behandelt. In diesem Gebiet treten sowohl alte (paläozoische oder noch ältere) als auch junge, spät- bis postalpine Pegmatite auf [*Cornelius* im Veltlin (22), *Kündig* im Gebiet Val Calanca-Misox (46) usw.]. In großen Zügen unterscheiden sich die alten Pegmatite von den jüngeren durch ihre texturellen Verhältnisse und den Gesteinsverband. Sie sind im allgemeinen mineralärmer und enthalten neben Feldspäten, Quarz und Glimmern meist nur Turmalin und Granat. Im speziell untersuchten Teilgebiet spielen die alten Pegmatite eine untergeordnete Rolle, während die jungen sehr verbreitet sind. Wohl sind auch sie manchmal kataklastisch deformiert, aber nicht eigentlich schiefrig. Oft lassen sich in ihnen Granat, Turmalin, Beryll, Dumortierit, Orthit, Titanit, Uranpechblende, Sillimanit, Disthen, verschiedene Phosphate, Sulfide und Eisenoxyde finden. Diese jungen Pegmatite durchsetzen verschiedene Gesteine, wie z. B. Gneise, Glimmerschiefer, Amphibolite, Peridotite, Marmore, Kalksilikate usw. Besteht das Nebengestein aus Marmor oder Kalksilikatgestein, so sind hie und da Kontakterscheinungen, wie sie *Mittelholzer* z. B. von Ascona, Castione usw. beschrieb (54), besonders deutlich.

Die Pegmatite durchsetzen diskordant das Nebengestein. Sie können aber auch konkordante Lagen oder Adern im Nebengestein

bilden, im extremen Falle in der Art einer „lit par lit"-Injektion. Schließlich kann an Stelle einer relativ scharfen Abgrenzung der Gänge und Adern infolge chemischer Austauschprozesse eine so starke Vermischung zwischen Pegmatitmaterial und Nebengestein stattfinden, daß eine nebulitische Ausbildung entsteht und die beiden Anteile sich nicht mehr voneinander unterscheiden lassen. In Abb. 1

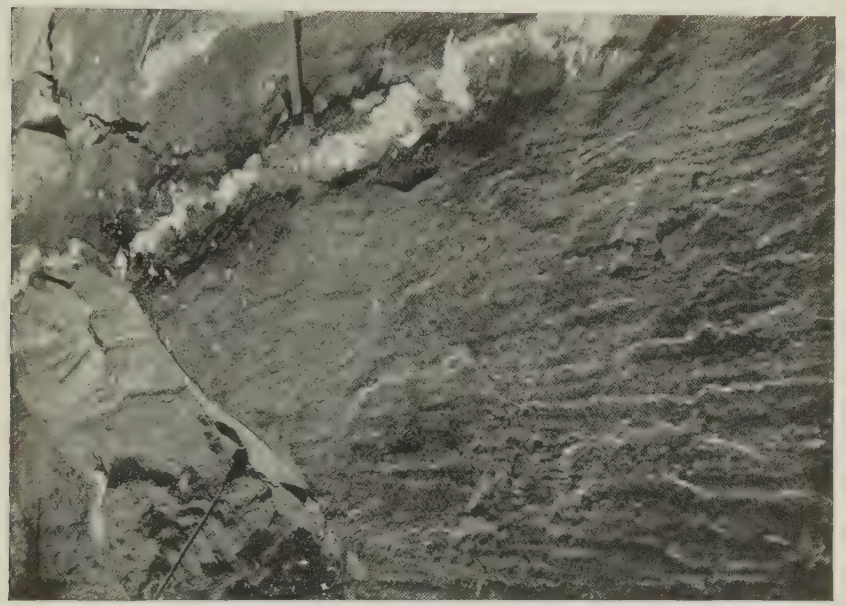


Abb. 1. Konkordante Injektionsader im Steinbruch zwischen Intragna und Cavigliano.

ist eine nahezu konkordante und in Abb. 2 eine diskordante, die Gneise durchsetzende Pegmatitader dargestellt.

Mit diesen Tessiner Pegmatiten haben sich unter anderen hauptsächlich folgende Autoren befaßt:

Gutzwiller (32) untersuchte die Injektionsgneise des Tessins und auch die in diesem Gebiet vorkommenden Pegmatite.

Cornelius (22) zieht Vergleiche zwischen den Pegmatiten des Bergells einerseits und denen der Val Codera, des Tessins und von Olgiasca am Comersee anderseits.

De Quervain (63) hat die Pegmatite von Valle della Madonna bei Brissago untersucht.

Urban (84) erwähnt die Pegmatite in der Umgebung von Bellinzona und meint, daß zwischen einer granit-aplitischen und quarzdiorit-aplitischen Injektion unterschieden werden muß.

Suzuki (77) beschreibt die Bildung von Skapolith bei Ascona, der in Beziehung mit den dort auftretenden Pegmatiten steht.

Mittelholzer (54) befaßt sich, im Rahmen seiner Arbeit über die Metamorphose in der Tessiner Wurzelzone, mit den Pegmatiten (und ihren Kontakten) von Ascona, Schloß Schwyz bei Bellinzona, Monti

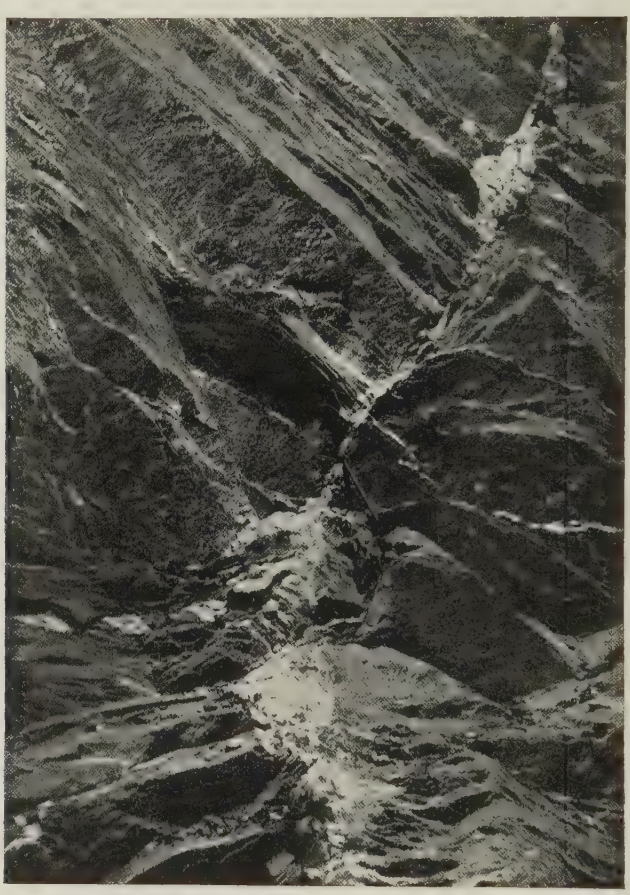


Abb. 2. Diskordante Pegmatitader im Steinbruch nördlich von Ponte Brolla (unteres Maggiatal).

La Motta ob Castione, Val Traversagna, Motto d'Arbino und der oberen Val Cru.

Forster (29) studiert die Amphibolite nördlich Locarno und erwähnt dabei auch die Pegmatite.

Kern (42) beschäftigt sich mit der Petrographie des Centovalli (Gefügetypen) und mit den Pegmatiten dieses Gebietes. Er hat in seiner Arbeit (loc. cit. S. 53 bis 56) eingehend die Frage diskutiert,

ob es sich bei den Pegmatiten um Bildungen aufsteigender pegmatitisch-pneumatolytischer Lösungen oder um Produkte von Exsudaten mit geringer Stoffwanderung handle. Die Schlußfolgerung, daß diese Pegmatite echt magmatisch-pneumatolytische Bildungen seien, ist bis heute durch die vielen neuen Stollenaufschlüsse durchwegs bestätigt worden.

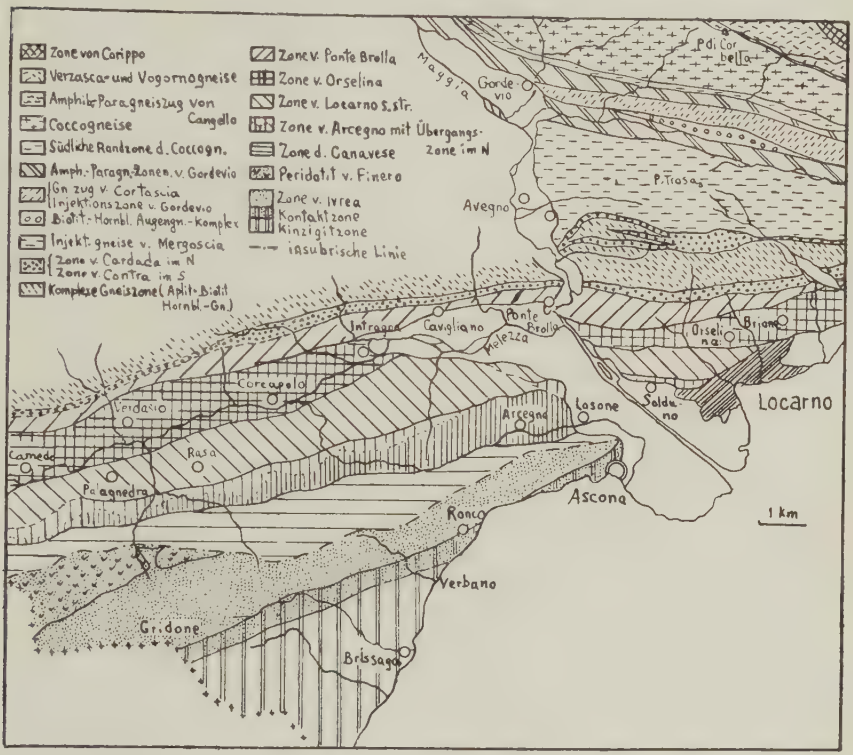


Abb. 3. Petrographisch-tektonische Übersichtsskizze der westlichen Tessiner Wurzelzone nach *P. Walter*, *R. Kern* und *R. Forster*.

Walter (86) untersucht den basischen Gesteinszug Ivrea-Verbano und beschreibt beiläufig die in diesem Gebiet auftretenden Pegmatite.

Die von den oben genannten Autoren und auch von mir untersuchten Pegmatite und Injektionsadern zeigen neben Kataklase keine andere nennenswerte tektonische Beanspruchung. *Mitterholzer* (54, S. 158) schließt daraus, daß sie in das schon weitgehend verfaltete alpine Gebirge eingedrungen und deshalb von tertiärem Alter (Oligocän bis älteres Miocän) sein müssen. Über die Zeit der Kataklase sind *Cornelius* und *Mittelholzer* der Ansicht, sie müsse entweder mit

dem Aufschub an der insubrischen Linie oder mit der Steilstellung der südalpinen Molasse zusammenfallen, wobei ersteres ihnen wahrscheinlicher erscheint. Neuere präzisere Datierungen, umfassend die Intrusionen basischer und ultrabasischer Magmen, die Pegmatitbildungen und die jüngsten tektonischen Bewegungen, werden erst den im Druck befindlichen Arbeiten von *Zawadynski* (über das Wurzelgewölbe) und von *Dal Vesco* (über den westlichen Teil des Castonezuges) zu entnehmen sein.

Zur besseren Orientierung füge ich eine petrographisch-tektonische Übersichtskarte der westlichen Tessiner Wurzelzone bei. Sie entstammt den Untersuchungen von *Walter, Kern* und *Forster* (Abb. 3). Sehr zahlreich sind auch geologische und petrographische Untersuchungen ähnlicher Gesteinskomplexe auf italienischem Gebiet, z. B. von *Novarese, Franchi* und *Fenoglio* sowie von anderen Forschern. [Diesbezügliche Literaturangaben findet man bei *Walter* (86, S. 5)]. Über die westlich von Locarno vorkommenden Gesteinsarten möge eine der Literatur entnommene kurze Zusammenstellung orientieren. Es handelt sich um das in der Kartenskizze dargestellte Gebiet, das besonders pegmatitreich ist und zugleich unsere Fundorte enthält.

Man findet zur Hauptsache in:

Zone von Ponte Brolla: Biotit- und Zweiglimmergneise.

Zone von Orselina: Biotit- und Zweiglimmergneise mit Zwischenlagen von stark schiefrigen Gneisen bis Glimmerschiefern mit Granat, Disthen, Staurolith und Sillimanit (auch große Massen von Amphiboliten).

Zone von Locarno s. str.: Lagen- und Augengneise, Biotit-Zweiglimmergneise, spärliche Amphibolite.

Zone von Arcegno: Vorwiegend Biotit-Zweiglimmer- und Granatbiotitgneise mit eingelagerten sauren, intermediären, basischen und ultrabasischen Eruptivgesteinen, Amphiboliten und Silikatmarmoren.

Zone von Canavese: Glimmergneise und -schiefer, Tonschiefer, Kalke, Marmore, Alkalifeldspatgneise und basische Intrusionen.

Zone von Ivrea: Vorwiegend basische Gesteine mit Einlagerung von Granatbiotitgneisen, Biotitgneisen, Alumosilikatfelsen, Kalksilikatfelsen und -marmoren.

Kinzigitzone: Biotit-, Sillimanit- und Zweiglimmergneise mit Einlagerung saurer und basischer Eruptivgesteine.

Meine Spezialuntersuchungen wurden durch das zur Zeit im Bau befindliche Maggiakraftwerk außerordentlich erleichtert. In den Stollen, welche die Verbindung zwischen Verbano-Corcapolo-Palagnedra herstellen, sind an verschiedenen Orten zahlreiche Pegmatit-

vorkommen neu aufgeschlossen worden, unter denen viele prachtvolle Einblicke in die Intrusionserscheinungen ermöglichten. Dort findet sich ein Hauptgebiet der jungen pegmatitischen Injektionen, und es konnte aus den Stollen frisches und sehr günstiges Material für die Untersuchung gewonnen werden. Diese verfolgte das Ziel, die Mineralien der Pegmatite näher zu charakterisieren. Da neben Quarz die Feldspäte Hauptgemengteile der Pegmatite sind, und gerade sie die mannigfaltigsten mit der Bildungsgeschichte im Zusammenhang stehende Beziehungen untereinander und zu andern Gemengteilen aufweisen, handelt es sich zur Hauptsache um ein *Studium der Feldspäte.*

Die beschränkte Dauer meines, zum Teil durch ein Stipendium ermöglichten Studienaufenthaltes in Zürich hat leider nicht gestattet, die im Laufe der Zeit sich aufdrängenden Probleme einigermaßen vollständig zu behandeln. Es bleiben noch viele Fragen offen und es wird das Stollenmaterial noch zu mannigfachen weiteren Untersuchungen Veranlassung geben. So handelt es sich hier lediglich um einen ersten Beitrag zur Frage des Mineralbestandes und der Genesis dieser jetzt ausgezeichnet aufgeschlossenen Gesteinselemente.

I. Die Feldspäte.

Die an der Zusammensetzung der Pegmatite beteiligten Feldspäte wollen wir zu zwei Gruppen zusammenfassen, einerseits in die Gruppe der *Alkalifeldspäte,* anderseits die Gruppe der *Plagioklase.* Alle untersuchten Feldspäte wurden absichtlich relativ weit vom Kontakt mit dem Nebengestein innerhalb der Pegmatite gesammelt, um Beeinflussung durch den Kontakt möglichst auszuschalten. Die Feldspäte dieser Pegmatite, wie übrigens aller Eruptivgesteine, verlangen zu ihrer Bestimmung mehrere Methoden, die erst in ihrer Kombination verwertbare Resultate ergeben. Auch aus technischen Gründen war es unmöglich, sich nur auf einzelne Methoden zu beschränken. Die optischen Methoden, die natürlich am meisten angewandt wurden, genügten in vielen Fällen nicht, um völlig eindeutige Resultate zu ergeben. So war z. B. die Unterscheidung des gewöhnlichen Mikroklines vom teilweise in trikliner Symmetrie umgewandelten Orthoklas mit dem Mikroskop nicht immer leicht, und die Anwendung röntgenographischer Methoden mußte hinzukommen. Ähnliches trifft auch verschiedentlich bei den Plagioklasen zu, bei denen die manchmal zweideutigen Resultate der U-Tisch-Methode die Anwendung älterer optischer Methoden (Auslöschungsschiefe) oder röntgenographischer Methoden erforderten. Die Untersuchung der Gesteinsgemengteile mit Röntgenstrahlen wird sich

überhaupt immer mehr zu einer wertvollen Bestimmungsmethode entwickeln.

Schließlich ergab die Verwendung mehrerer Methoden zugleich Gelegenheit, die unabhängig voneinander gewonnenen Resultate miteinander zu vergleichen (siehe Plagioklase).

A. Die Alkalifeldspäte.

Die untersuchten Pegmatite führen neben den Plagioklasen (inklusive Albit) *Alkalifeldspäte* mit Kaliumvormacht, und zwar oft in Mengen, die gegenüber denjenigen der Plagioklase nicht zurückstehen; allerdings gibt es auch Pegmatite, in denen der kaliumreiche Feldspat stark zurücktritt oder bei denen von ihm nur kleine Reste vorhanden sind, die Relikte einer Verdrängung durch den Plagioklas zu sein scheinen. Dies sind jedoch seltene Fälle. Da die Analysen bestätigten, daß die von den Plagioklasen abtrennbaren Alkalifeldspäte ursprünglich deutliche Kaliumvormacht besitzen, wollen wir sie im folgenden kurzweg als Kaliumfeldspäte bezeichnen, um nicht immer hinzufügen zu müssen: kaliumreiche Alkalifeldspäte oder Kalium- und Na-Kaliumfeldspäte.

In keiner Mineralgruppe ist die Terminologie so uneinheitlich wie in der Gruppe der Alkalifeldspäte. Der Zustand, wie er sich etwa vor einem Jahrzehnt schildern ließ, geht vielleicht am besten aus den mir von Prof. *P. Niggli* zur Verfügung gestellten Druckbogen seines dritten Bandes des Lehrbuches der Mineralogie hervor, dessen Druck 1942 beendigt war. Infolge Vernichtung durch Feuer während der Kriegszeiten ist dieser Band im Handel nie erschienen. Bei den in „ " befindlichen Abschnitten handelt es sich um wörtliche Zitate.

Es gibt monokline und trikline Glieder der Alkalifeldspäte, die als wesentliche Kationen K und Na enthalten. Unter den monoklinen Alkalifeldspäten unterscheidet man:

Ebene der optischen Achsen senkrecht zu (010) und $n_\gamma \parallel b$, also mit horizontaler Dispersion: sogenannte „normale Orthoklas"optik.

Ebene der optischen Achsen parallel (010) und $n_\beta \parallel b$, also mit geneigter Dispersion: sogenannte „Sanidin"optik.

Neben mikroskopisch durch relativ kleine Auslöschungsschiefe auf (001) und von 90^0 relativ wenig abweichendem Winkel γ nur undeutlich triklinen Alkalifeldspäten gibt es trikline Alkalifeldspäte mit deutlich schiefer Lage der Indikatrixhauptachsen zu allen kristallographischen Achsen und einem Winkel γ meist um 92^0 bis 93^0. Obgleich auch hier die optischen Eigenschaften besonders mit dem Na/K-Verhältnis noch variieren können, bilden sie doch eine ziemlich einheitliche Gruppe, die Gruppe der *Mikrokline*, oft ausgezeichnet durch polysynthetische Verzwillingung nach zwei sich

kreuzenden Lamellensystemen (Mikroklingitterung). Dazu kommen verschiedene Habitus- und Trachtentwicklungen, die zu den Begriffen Adularhabitus, Sanidintracht, Rhombenfeldspattracht usw. Veranlassung gegeben haben. Die Entmischungsstrukturen haben zu den Hauptbegriffen Perthitstruktur, Mikroperthite und Kryptoperthite geführt. Folgende früher oft angenommene Korrelationen haben sich als unrichtig erwiesen oder sind im Sinne nachfolgender Zusammenstellung zu berichtigen.

„Unrichtig ist:

1. Unverzwillingter oder einfach verzwillingter Feldspat mit Kaliumvormacht sei durchwegs monoklin, also Orthoklas in der ursprünglichen Bedeutung des Wortes. Es gibt auch deutlich trikline, unverzwillingten Feldspat dieser Art. Die Verzwillingung und Gitterung ist also kein notwendiges Kennzeichen von Mikroklin, sofern darunter optisch deutlich trikliner, kalireicher Alkalifeldspat verstanden wird.

2. Die glasigen Feldspäte vom dicktafeligen Habitustypus des Sanidins besitzen durchaus nicht immer geneigte Dispersion. Sogenannte Sanidinoptik (Name verwendet bei geneigter Dispersion) und Sanidintracht gehen nicht Hand in Hand.

3. Entmischungsstrukturen (Perthitstrukturen) sind nicht nur an trikline Alkalifeldspäte gebunden, mindestens die kaliumreichere Komponente kann „monoklines" Verhalten aufweisen.

4. Die Rhombenfeldspatausbildung (Vorherrschen der Formen $\{110\}$, $\{1\bar{1}0\}$ und $\{20\bar{1}\}$, also gerne mit rhombenförmigem Querschnitt) scheint sich über einen größeren chemischen Variationsbereich erstrecken zu können, als früher angenommen wurde.

5. Das was früher als (monokliner) Orthoklas bezeichnet wurde, ist häufig nicht ausgesprochener Kaliumfeldspat, sondern enthält erheblichen Ersatz des K durch Na. Noch bedeutender sind im allgemeinen diese Ersatzmöglichkeiten beim sogenannten (monoklinen) Sanidin. Da auch (monokliner) Adular (eine oft wasserklare bis weiße Varietät auf Klüften mit zurücktretendem oder fehlendem $\{010\}$ und $\{201\}$) nicht selten mehr als 10% *Ab* enthält, ist es unrichtig, Orthoklas, Sanidin und Adular kurzweg als Kaliumfeldspäte im engeren Sinne zu bezeichnen. Ebensowenig gilt dies für Mikroklin im üblichen Sinne.

6. Es gibt zwischen mikroskopisch homogenen Alkalifeldspäten und deutlich perthitischen und verzwillingten Feldspäten alle Übergänge (leichte Schummerung, Fleckung), wobei auch die Schnittlagen für die leichtere oder bessere Erkennung der Inhomogenität eine große Rolle spielen. Bei gewöhnlichen Bestimmungsverfahren

dürfen daher Bezeichnungen, die auf derartige Erscheinungen Rücksicht nehmen, nur relativen Charakter besitzen. Die Untersuchungsmethode ist anzugeben.

7. Bezeichnet man mit Anorthoklas kurzweg trikline Alkalifeldspäte mit Natriumvormacht, so ist durchaus unrichtig, daß kleiner Winkel der optischen Achsen ein notwendiges Kennzeichen sei. Es scheint sich immer mehr herauszustellen, daß Auslöschungsschiefe, Abweichungen von monokliner Symmetrie und Winkel der optischen Achsen vom Charakter der Homogenität bzw. dem Dispersitätsgrad, der Heterogenität, und von der Vorgeschichte (z. B. Bildungstemperatur, Abkühlungsgeschwindigkeit) abhängig sind. Außerdem sind Beziehungen mit der chemischen Zusammensetzung feststellbar, sie werden jedoch durch die Wirkung der ersten zwei Faktoren oft verdeckt.

Vorausgeschickt sei folgendes. Erhitzt man Alkalifeldspäte, die mikroskopisch unterscheidbare kalium- und natriumreichere Anteile, also Perthitstruktur besitzen, kurze Zeit bis auf etwa maximal 850° C, so werden sie *homogenisiert*. Dichte und Lichtbrechung verringern sich, ohne daß eine wesentliche Änderung in der Form und Lage der Indikatrix einzutreten braucht. Der Vorgang ist teilweise reversibel. Beim Abkühlen entsteht wieder Perthit. Homogenisierung und Entmischung erfolgen je nach dem Ausgangsmaterial mit verschiedener Geschwindigkeit. Das bedeutet, daß bei höherer Temperatur einheitlich gebaute Alkalifeldspäte mit variablem K- und Na-Gehalt möglich sind. K^+ und Na^+ verhalten sich jedoch in bezug auf Raumbeanspruchung und Koordinationsverhältnisse so verschieden, daß sich bei relativ starrem Alumosilikatanionengerüst durch Diffusion einheitliche Partien mit vorwiegend je einem Kation auszubilden trachten, die sich auch in bezug auf die Tetraederverbände etwas voneinander unterscheiden werden. Nun ist zu beachten, daß die günstigste Lage für Na^+ oder K^+ wesentlich durch die Verteilung der Al im $\left[(Si, Al)O_2\right]_\infty$ G-Zusammenhang bestimmt wird. Obwohl das Verhältnis $Si : Al = 3 : 1$ nicht stark variiert, wird sicherlich die *Verteilung* von Si und Al von den Wachstumsbedingungen abhängig sein. Platzwechsel der Si und Al ist jedoch weit schwieriger als Platzwechsel der eingelagerten Kationen. Es ergibt sich so von selbst, daß in den Perthiten die durch Entmischung entstandenen Unterarten in ihren Eigenschaften ziemlich variationsfähig sein müssen, und es ist die Frage, ob der Unterscheidung in monokline und trikline Gesamtsymmetrie innerhalb dieser Zustandsfolge eine besondere Bedeutung zukommt. Es braucht für Mischkristalle dies selbst dann nicht der Fall zu sein, wenn ein-

fach gebaute Endglieder der Serie bei bestimmter Temperatur aus dem einen in den anderen Symmetriezustand umwandelbar sind. So ist es durchaus möglich, *zwischen deutlich triklinen und monoklinen Unterarten zu unterscheiden und trotzdem trikline, von monokliner Symmetrie wenig abweichende Individuen enger verwandt mit wirklich monoklinen zu finden als mit ausgesprochen triklinen.* Anderseits können z. B. in optischer Beziehung monokline Kristalle echt triklinen näher stehen als anderen monoklinen. Die Verteilung der Na^+ und K^+ im Kristall sowie des Si und Al im Alumosilikatanion, die spezielle Form des Anionengerüstes, sind Variabeln, zu denen diejenigen der mehr oder weniger fortgeschrittenen Entmischung kommen. Das bedingt eine Fülle von Varianten, von denen sich nur wenige (als im Mittel häufige) typisieren lassen. Wie sehr die Vorgeschichte für die Haltbarkeit eines Zustandes bestimmend ist, zeigt der Umstand, daß lange Zeit auf hohe Temperaturen (über 1000°) erhitzte Alkalifeldspäte normalen optischen Verhaltens nicht nur homogenisiert, sondern optisch sanidinisiert werden. Die Indikatrix ändert ihre Lage, es entsteht bei monokliner Symmetrie aus der horizontalen die geneigte Dispersion. Kühlt man unter Laboratoriumsbedingungen solche optisch zu Sanidinen gewordene Feldspäte ab, so ist oft nur ein sehr geringer Teil der beim Erhitzen entstandenen Vorgänge reversibel. Es braucht praktisch keine Entmischung aufzutreten und die Kristalle bleiben monoklin mit geneigter Dispersion und relativ kleinem Achsenwinkel. *Die Feldspatgruppe ist daher einer Kristallart bzw. Artgruppe gleichzusetzen, die in Unterarten und Varianten zerfällt, deren Entstehung mit den Bildungs- und Umbildungsbedingungen in engstem Zusammenhang steht.*

Alkalifeldspäte, die aus mikroskopisch erkennbarem, kaliumreicherem und natriumreicherem Anteil bestehen und äußerlich den Charakter eines Individuums aufweisen, kann man durch die Pauschalzusammensetzung, und wenn möglich, durch die Zusammensetzung der Einzelkomponenten charakterisieren. Das erstere rechtfertigt sich von selbst, sofern es sich um nachträgliche Entmischung handelt. Es muß jedoch betont werden, daß neben Entmischungsstrukturen auch *Verdrängungsstrukturen* auftreten, die häufig gleichfalls dem Sammelbegriff *„Perthit"* untergeordnet werden. Nicht selten hat ein natriumreicher Feldspat kaliumreichere Zusammensetzungen metasomatisch verdrängt (Albitisierung). Da derartige Diffusions- und Austauschprozesse unter Umständen von entmischten Natriumfeldspatlamellen ausgehen können, ist die Trennung zwischen meist feiner, disperser Entmischungs- und grober Verdrängungsstruktur nicht immer leicht.

Wenn wir im folgenden von Alkalifeldspäten sprechen, sind phänomenologische Individualität beanspruchende Mineralien gemeint, gleichgültig, ob sie homogen, pseudohomogen, deutlich perthitisch oder intensiv verzwillingt sind. Neben der bereits erwähnten chemischen Charakterisierung müssen die übrigen Bezeichnungen neu definiert werden.

Alkalifeldspäte vom Charakter des Orthoklases seien alle Alkalifeldspäte genannt, die sich kristallographisch und morphologisch der monoklinen Symmetrie so stark nähern, daß eine Abweichung nicht mit Sicherheit feststellbar ist. Ob dieser monokline Charakter auf Superpositionen trikliner Einzelindividuen beruht oder, was sicherlich auch zutrifft, der Struktur an sich zukommt, ist gleichgültig. Sobald in der Auslöschung nur ein Mittelwert genauer feststellbar ist, der monokliner Symmetrie entspricht, herrscht Orthoklascharakter. Man kann bei Anzeichen von undefinierbaren Schummerungen und Flecken, bei Schillerbildung oder bei röntgenometrischer Auflösung in trikline Zwillingsindividuen von Orthoklas mit kryptotriklinem Bau sprechen (oft als „flauer" Mikroklin bezeichnet!). Anderseits ist auch die Wendung möglich „Orthoklas (makroskopisch)", wenn nicht feststeht, ob bereits mikroskopisch trikline Symmetrie nachweisbar ist. Weist das Röntgeninterferenzbild auf monokline Symmetrie hin, so handelt es sich um Orthoklas im strukturellen Sinne. Der Begriff hat somit relativistischen Charakter und ist sinnvoll nur bei Angabe der Untersuchungsmethode, auf deren Ergebnisse er sich stützt. Zurzeit wäre es verfrüht, mit dem Begriff Orthoklas eine engere chemische Variabilität zu verbinden, selbst wenn wir, alter Gewohnheit folgend, das Symbol *(Or)* für Kaliumfeldspat benutzen. Ein wirklich oder scheinbar monokliner Natriumfeldspat müßte Natrium-Orthoklas genannt werden.

Obgleich in neuerer Zeit der Begriff „sanidinisiert" für die beim Erhitzen erfolgende Änderung der optischen Dispersionsverhältnisse Verwendung gefunden hat, müssen wir die Entscheidung treffen, ob für die Definition von „Sanidin" optisches Verhalten oder Habitus ausschlaggebend sein sollen. Wir wollen das letztere annehmen, da Orthoklas mit horizontaler Dispersion kurzweg *normalsymmetrisch,* mit geneigter Dispersion *parallelsymmetrisch* genannt werden kann [Ebene der optischen Achsen senkrecht oder parallel (010)]. *Sanidin* und *Adular* sind nach dieser Auffassung Varietäten der monoklin erscheinenden Alkalifeldspäte, charakterisiert durch ihr makroskopisches Verhalten und Vorkommen:

Sanidin: Glasiger, tafeliger Orthoklas, wie er in erster Linie in relativ jungen Ergußgesteinen beheimatet ist.

Adular: Weißlicher, relativ klarer bis schillernder Orthoklas von prismatischem Habitus mit meist zurücktretendem (010), besonders aus Klüften dislokationsmetamorpher Gesteine und von Erzlagerstätten bekannt.

Die normalen *Perthite* (Makro-, Mikro-, Kryptoperthit) haben fast stets einen an Masse überwiegenden kaliumreicheren Anteil, in dem emulsionsartig, tropfenförmig, spindelförmig, fleckig, aderförmig usw. der natriumreichere Anteil eingelagert ist. Die Bezeichnung *Antiperthit* sollte auf Entmischungsstrukturen begrenzt werden, in denen die Kaliumfeldspatkomponente nur einen geringen Bruchteil des Gesamtfeldspates ausmacht. Es ist übrigens, da die feststellbaren Mengenverhältnisse und Formen auch mit der Schnittlage variieren, schwierig zu entscheiden, welcher Anteil größer oder zusammenhängender ist. Deshalb ist es zweckmäßig, kurzweg von Perthit zu sprechen und nur bei extremen, allseitig verifizierten Beispielen mit weit überwiegender Grundsubstanz von Plagioklas den Namen Antiperthit zu gebrauchen. Noch besser wäre es, wenn diese Bezeichnung wieder verschwinden würde. Genauere Präzisierung läßt sich stets erreichen durch Doppelnamen unter Voranstellung der in geringerer Menge auftretenden Substanz, z. B. Albit-Orthoklasperthit, Mikroklin-Albitperthit usw.

Die Großzahl der langsam gebildeten und langsam abgekühlten Natrium-Kaliumfeldspäte ist in sich heterogen. Mikroklinperthite sind in diesem Zusammensetzungsintervall am häufigsten. Manchmal lassen sich verschiedene Stadien der Entmischung erkennen. Man unterscheidet oft nach der Form der Entmischungspartien im Alkalifeldspat: Spindel- oder Schnurperthite, Filmperthite, Aderperthite, Fleckenperthite, wolkige Perthite. Vielleicht ist manche undulöse Auslöschung das Anzeichen einer ersten hochdispersen Entmischung. Nicht immer stammt die gesamte Albitsubstanz aus dem einen Individuum, metasomatische Verdrängungen bis zum sogenannten *Schachbrettalbit* (fleckige Verteilung der Komponenten einem Schachbrett ähnlich) treten auf. Die Anordnung der Albitsubstanz nach Spalt- und Kluftflächen wird oft bemerkt. Selten wird die Natriumkomponente zum Oligoklas (mit $> 10\%$ *an*)[1]. Für die *Mikrokline* (spezifisches Gewicht meist 2,57 bis 2,58) selbst werden im allgemeinen im Durchschnitt ähnliche Brechungsindizes angegeben wie für Orthoklas. Häufige Werte:

$$n_\alpha = 1{,}514—1{,}523$$
$$n_\beta = 1{,}518—1{,}526$$

[1] Wird *an* und *ab* statt *An* und *Ab* geschrieben, so handelt es sich um Volumprozente.

$$n_\gamma = 1{,}520—1{,}530$$
$$n_\gamma - n_\alpha = 0{,}006—0{,}007$$

2 $V n_\alpha$ für Na-Licht oft 68^0 bis 83^0, jedoch bei ausgesprochener Homogenität auch kleiner. Die Auslöschungsschiefe beträgt wie für den Kaliummikroklin 5^0 bis 9^0 auf (010), vorzugsweise $+ 15^0$ bis $+ 20^0$ auf (001). Die Lichtbrechung wächst mit zunehmendem Na-Gehalt, 2 $V n_\alpha$ wird normalerweise in gleicher Richtung kleiner. Einheitlich gebaute Mikrokline mit *Ab*-Gehalt $> 22\%$ oder gar $> 30\%$ sind selten. Es scheint somit von 30% *Ab* an stärkere Entmischungstendenz vorzuherrschen. Ein Mikroklin mit nur 16,5 *Ab* ergab folgende Werte: $s = 2{,}54$, $n_\alpha = 1{,}518$, $n_\beta = 1{,}522$, $n_\gamma = 1{,}525$."

Es folgten dann in dieser Zusammenstellung von *P. Niggli* die damals bekannten speziellen Daten über Alkalifeldspäte, die als ganzes chemisch in *Kaliumfeldspäte im engeren Sinne* bis etwa 10% *Ab*, *Na-Kaliumfeldspäte* von 10% bis 50% *Ab*, *K-Natriumfeldspäte* von 50% bis 10% *Or* und *Natriumfeldspäte* weniger als 10% *Or* + *An* gegliedert wurden.

Im Hinblick auf unsere nachfolgenden Ausführungen scheint noch folgende Bemerkung wichtig zu sein.

„Manche Alkalifeldspäte lassen H_2O-Gehalte erkennen, doch ist bis heute unbekannt, ob es sich nicht jeweilen bereits um nachträgliche Zersetzungsphänomene handelt, denn vor allem müssen wir zunächst einmal feststellen, daß rein statistisch genommen die stöchiometrischen Feldspatformeln bei weitem nicht immer erfüllt sind.

Ob dies auf Analysenfehler, unreinem Material, beginnender Zersetzung oder auf einer primären Abweichung beruht, kann nur im Einzelfall nach sorgfältigster Untersuchung entschieden werden. Berechnet man nach Abzug der *An*-Anteile das molekulare Verhältnis $(Na_2O + K_2O) : Al_2O_3 : SiO_2$, so sollte es 1 : 1 : 6 sein. Innerhalb der Analysenfehler trifft dies auch oft zu, indessen sind größere Abweichungen konstatiert worden. Nicht selten ergibt sich aus der Analyse ein Manko an SiO_2. Im allgemeinen wird oft ein Gang der Unstimmigkeiten erkenntlich, derart, daß relativ gegenüber Al_2O_3 mit SiO_2 auch R_2O verringert erscheint. So ist bei Verhältnissen $Al_2O_3 : SiO_2 = 1 : 5{,}6$ bis 6 häufig $R_2O : Al_2O_3 = 0{,}9$ bis 1 : 1. Anderseits bei $Al_2O_3 : SiO_2 = 1 : 6$ bis 6,3, R_2O häufiger $> Al_2O_3$ als umgekehrt. Extreme Werte nach der unteren Seite sind $R_2O : Al_2O_3 : SiO_2 = 0{,}8 : 1 : 5{,}2$ bis 5,3. Oft sind derartige Feldspäte bereits H_2O-haltig, also eventuell etwas hydrolysiert.

Man kann heute noch wenig über den Grund dieser Abweichungen aussagen. Zweierlei ist indessen bemerkenswert. Bereits bei so

einfachen Silikaten wie den Feldspäten treten gegenüber stöchiometrischen Summenformeln erhebliche Differenzen in Erscheinung. Das ist bei den Ansprüchen an genaue Formelerfüllung bei komplizierten Silikaten zu berücksichtigen. Zweitens zeigt uns diese Erfahrungstatsache, daß ein analytisch festgestellter kleiner Tonerdeüberschuß im Gestein über R_2O noch nicht zu bedeuten braucht, daß andere als feldspatartige Alumosilikate auftreten müssen."

Seit Niederschrift dieser Ausführungen haben sowohl mineralsynthetische Arbeiten, wie Kombinationen von kristalloptischen und strukturellen Untersuchungen weitere Abklärungen gebracht. Als besonders notwendig hat sich die Unterscheidung zwischen typischem Mikroklin und jenen triklinen Alkalifeldspäten erwiesen, die den monoklinen Alkalifeldspäten näher stehen. Auf diese neuere wichtige Entwicklung kommen wir im Laufe der Ausführungen zu sprechen. Vorläufig wollen wir folgende Konventionen treffen.

In unseren Pegmatiten unterscheiden wir unter den Alkalifeldspäten, neben triklinen Individuen vom typischen Verhalten der *Mikrokline*, Kristalle, die optisch vollständig oder partiell monokline Symmetrie besitzen. Wir wollen sie mit dem allgemeinen Sammelbegriff *Orthoklas* bezeichnen, selbst dann noch, wenn sie bereits Bereiche trikliner Symmetrie enthalten. In ihren triklinen Bereichen weichen sie recht oft von der Mikroklinoptik ab und bleiben dann der monoklinen Grundsubstanz näher verwandt. Die Begriffe Sanidin und Adular brauchen wir vorläufig nicht zu berücksichtigen, in der Meinung, daß sie nur als morphologisch-genetische Unterarten der Orthoklase im weiteren Sinne definierbar sind. Auch darauf wird später zurückzukommen sein.

1. Die Entmischung[1].

Sowohl Mikroklin wie Orthoklas der genannten Definition weisen in unseren Pegmatiten öfters Entmischungsphänomene auf. Spindel-

[1] Während der Drucklegung dieser Arbeit ist von *H. Schalfeld* (N. Jahrb. f. Min., Bd. 83, S. 347—374, 1952) eine Studie „Zu den Strukturbesonderheiten der K-Na-Feldspäte in Abhängigkeit von ihrem Na-Gehalt" erschienen, die experimentelle Untersuchungen über Orthoklasperthite und ihre Homogenisierung durch Tempern enthält. Auch *Schalfeld* spricht von „triklinen Bereichen", worunter jedoch in erster Linie die durch Entmischung entstandenen Albitlamellen verstanden werden. In der vorliegenden Arbeit wird die Homogenisierungsfrage der Perthite nicht behandelt. Ist späterhin innerhalb der Orthoklase von triklinen Bereichen die Rede, so handelt es sich nicht um die entmischten Albitlamellen, sondern um den bei der Entmischung rückgebliebenen Alkalifeldspatanteil, der mikroskopisch noch „einheitlich" erscheint. Ob das trikline Verhalten als *sub*mikroskopisches Überlagern von echt monoklinen und echt triklinen Bereichen denkbar wäre, wird diskutiert, ohne eine endgültige Entscheidung zu treffen.

und Aderperthite sind die häufigsten Entmischungsformen; es fehlen aber auch die Bandperthite nicht, in denen sehr oft die bereits ziemlich großen triklinen Albitkristalle nach dem Albitgesetz verzwillingt sind. Verzwillingung sieht man übrigens auch in Aderperthiten.

a) *Orientierung der Albitstreifen.*

Ist Streifen- oder Bandperthit vorhanden, so kann man zunächst, ohne auf die optische Orientierung der Albite selbst einzugehen, fragen, ob die ausgezeichnete Streifen- oder Bandrichtung zum Mutterkristall bestimmte Lagen bevorzugt. Das Resultat derartiger Untersuchungen ist folgendes:

Auf der Fläche (010) bilden die Streifen gegenüber der Spaltbarkeit nach (001) einen Winkel zwischen 66° und 75° in negativem Sinn. Meistens beträgt dieser Winkel 66° bis 67°, so daß die Streifen mehr oder weniger der Richtung [001] folgen; dagegen deuten die Werte um 72° bis 75° auf die Richtung der Murchisonitspaltbarkeit hin, was außerdem an zahlreichen feinen, kurzen Rissen zu erkennen ist.

Auf der Fläche (001) beträgt der Winkel zwischen den Albitstreifen und der Spaltbarkeit (010) oft zwischen 50° bis 75°, in positivem oder negativem Sinn, was auf eine Orientierung nach einer Kante [001/hkl] oder [001/hkl] hindeuten könnte. Es fehlen aber auch nicht die Orientierungen nach der Murchisonitspaltbarkeit [(801) oder ($\bar{7}$01)] und im allgemeinen nach der Kante [010]. Sie verlaufen im Mikroklinperthit parallel der Verwachsungsebene der nach dem Periklingesetz verzwillingten Lamellen. Nur in einzelnen Fällen wurden lokal Albitstreifen beobachtet, die eine Orientierung nach (010) besaßen (parallel der Verwachsungsebene der nach dem Albitgesetz verzwillingten Lamellen des Kalifeldspates).

Auf die Frage über eine wahrscheinliche Abhängigkeit der Orientierung der Perthitstreifen von der Art und Intensität der Verzwillingung des Ausgangsindividuums, wie dies von einigen Autoren behauptet wurde, hat die Untersuchung der Tessiner Pegmatite keine bestimmte Antwort erteilen können. Es gibt nämlich Beispiele, bei denen in der Nähe der Streifen des entmischten Albites die Verzwillingung des Na-Kaliumfeldspates vollkommen entwickelt ist, im Gegensatz zu den weit von den Perthitstreifen liegenden Partien, die keine oder fast keine Verzwillingung aufweisen. Dies gilt besonders für Mikrokline, die wir aus den später zu erwähnenden Gründen als aus Orthoklas entstanden annehmen müssen, wobei die Umwandlung des Orthoklases in die trikline Form und mit dieser Umwandlung in Beziehung stehende Gitterung bei tieferer Temperatur stattgefunden

hat. Anderseits ist auffallend, daß auch Fälle notiert wurden, bei denen der Kaliumfeldspat an Stellen ohne Entmischung eine sehr gute Verzwillingung zeigte, Entmischungen aber im gleichen Schnitt da auftraten, wo die Verzwillingung fehlte. Dies trifft immerhin selten zu. Dort aber, wo eine gewisse parallele Entwicklung der Entmischung und der Verzwillingung auf der Fläche (001) bemerkbar war, konnte festgestellt werden, daß fast keine Abhängigkeit von der Art der Verzwillingung existiert. Folgt die Orientierung der Albitstreifen einer

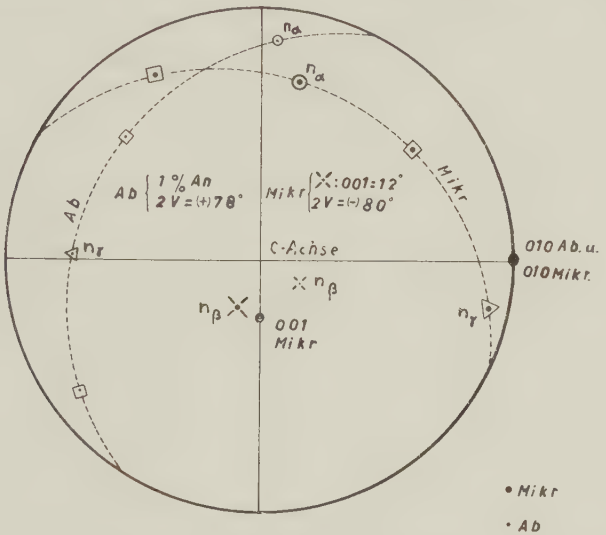


Abb. 4. Kristallographische und optische Orientierung des Mikroklins und des entmischten Albits im Mikroklinperthit. Palagnedra. Schliff B3α.

Kante [001/hkl] oder [001/hkl], so können beide Gesetze (Albit- und Periklingesetz) gleich stark vertreten sein. Seltener waren die Lamellen nach dem Periklingesetz etwas gröber als diejenigen nach dem Albitgesetz; ist die Orientierung der Streifen nach [010], so besitzen beide Lamellensysteme fast die gleiche Größe.

b) *Kristallographische und optische Orientierung der durch Entmischung entstandenen Albitindividuen gegenüber dem Kaliumfeldspat.*

Die Orientierung des Perthitalbites in kristallographischer und optischer Hinsicht gegenüber dem Kaliumfeldspat als Wirt wird durch die stereographische Projektion Abb. 4 veranschaulicht (U-Tisch-Messung), wobei die vorhandenen Spaltbarkeiten (001) und (010) des Mikroklines und (010) des Albites miteingetragen wurden (Schliff

$B_{3\alpha}$). Nach der Transformation der Projektion in die übliche Mikroklinaufstellung erhält man Abb. 4 für beide Feldspäte.

Abb. 5 zeigt zum Vergleich die analogen Projektionen mit der Zone [001] als Grundkreis eines typischen Mikroklines und eines sehr Ca-armen Albites (0,5% *An*) nach den Daten aus dem Buch von *Winchell* (90, S. 309 und 314).

Daraus geht hervor, daß in unserem Falle beide Komponenten die Fläche (010) und die c-Achse gemeinsam haben. Dies beruht natür-

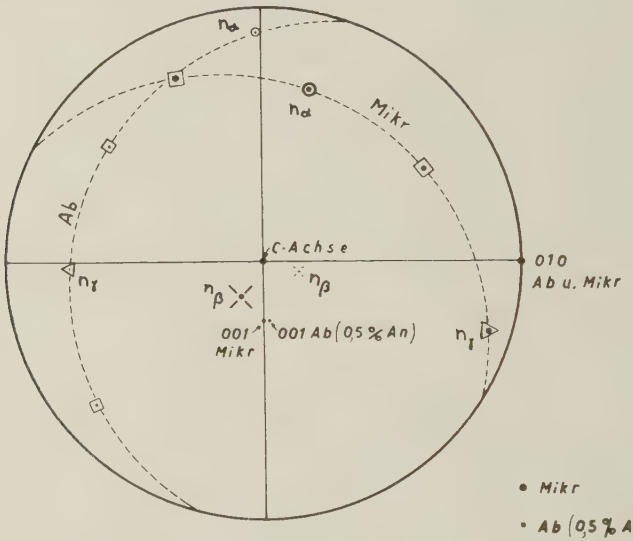


Abb. 5. Optische Orientierung des Mikroklins und Albits *(Winchell)*.

lich darauf, daß das Gitter des Mikroklines eine bestimmte Orientierung des entmischten Albites erzwungen hat.

Die Ebenen der optischen Achsen beider Komponenten bilden miteinander einen Winkel von ungefähr 30° und der Winkel zwischen n_α der zwei Komponenten beträgt 14°.

c) *Die Or- und Ab-Zusammensetzung der Perthite.*

Um den Anteil des entmischten Albites in Mikroklin- und Orthoklasperthiten berechnen zu können, sind die Alkalien einiger Perthit-Sammelindividuen bestimmt worden. Diese Daten sind in der Tab. 1 zusammengestellt. Gleichzeitig wurden die Auslöschungsschiefen des Mikroklins bzw. des Orthoklases auf der Fläche (010) gegenüber der Spaltbarkeit (001) bestimmt. Die entsprechenden Werte des Natriumfeldspatgehaltes, der nach der Entmischung noch im Kaliumfeldspat verbleibt, also nicht in die entmischte Phase einging, sind versuchs-

Tab. 1. *Die Or- und Ab-Zusammensetzung der Perthite.*

Nr.	Alkaligehalt Gewicht % für Gesamtindividuum		Alkaligehalt für Gesamtindividuum berechnet auf Ab und Or		Alkalifeldspat nach der Entmischung						Ab Mol % entmischt
					Lichtbrechung						
	Na_2O	Ka_2O	Ab Mol %	Or Mol %	$n_{\alpha D}$	$n_{\gamma D}$	$^1/_2(n_{\alpha D}+n_{\gamma D})$	n_α:a bzw. n'_α:a auf (010)	Ab Mol % in K-Feldspat (bestimmt nach Oftedahl)	Ab Mol % in K-Feldspat (bestimmt nach Winchell)	
Mikroklinperthite											
B_3	3,57	12,18	30,8	69,2	1,520[2]	1,527	1,5235	6°	15		15,8
B_5	4,61	13,23	34,6	65,4	1,519[3]	1,526[1]	1,5225	$6^1/_2$°	20		14,6
E_2	2,90	13,20	25,0	75,0	1,519[7]	1,526	1,5225	6°	15		10,0
Orthoklasperthite											
A_7	5,96	11,65	43,7	56,3				$6^1/_2$°		14	29.7
Γ_1	3,67	12,37	31,0	69,0				6°		10	21,0
H_4	3,65	12,68	30,4	69,6				6°		10	20,4
Θ_3	4,23	13,98	31,5	68,5				7°		17	14,5

B_3, B_5 Deponiestollen Palagnedra
E_2 Deponiestollen Corcapolo
A_7 Standseilbahn Zentrale Verbano bei Porto Ronco
Γ_1 Anfang Freilaufstollen Palagnedra
H_4 Brissago
Θ_3 Riveo Maggiatal

Analytiker: *J. Jakob* (Zürich)

weise für die Mikroklinperthite aus dem Diagramm von *Oftedahl* (58) und für die Orthoklasperthite aus dem Diagramm von *Winchell* (90, S. 299) herausgesucht worden. Um das Diagramm von *Oftedahl* verwenden zu können, haben wir für die Mikrokline die Brechungsindices n_α und n mit Hilfe der Immersionsmethode bestimmt. Die Lichtbrechung der Flüssigkeiten wurde mit dem Abbe-Refraktometer bestimmt und eine Na-Dampflampe wurde als Lichtquelle gebraucht. Wegen der Umwandlung des Orthoklases in Mikroklin konnte das gleiche Verfahren für die Orthoklasperthite nicht durchgeführt werden. Um auch hier approximative Werte zu erhalten, wurde das Diagramm von *Winchell* als zu Recht bestehend angenommen. Der Anteil der durch Entmischung im Perthit entstandenen Albitmenge sollte nach diesen Berechnungen durch Subtraktion des im Kalifeldspat zurückgebliebenen Ab-Gehaltes aus dem ganzen Ab-Gehalt des Perthites erhalten werden. Bemerkenswert ist, daß nach den optischen Daten, sofern sie richtig interpretiert wurden, im Kaliumfeldspatanteil noch ziemlich viel Na_2O verblieben ist. Der Restfeldspat liegt an der Grenze: Kaliumfeldspat zu Na-Kaliumfeldspat.

Wie die Tab. 1 zeigt, variiert, auf die Gesamtindividuen bezogen, der Na-Gehalt der analysierten Alkalifeldspäte zwischen 2,90% und 5,96%, oder in Mol.% *Ab* ausgedrückt: von 25% bis 43,7% *Ab*. Analoge Werte hat auch *C. Warren* (88) in Mikroklinperthiten festgestellt. Es handelte sich ursprünglich um Na-Kaliumfeldspäte.

2. Die Mikroklinperthite.

In vielen Perthiten gehört der Wirtkristall zur Gruppe des Mikroklines; in anderen Fällen muß er als Orthoklas bezeichnet werden, weil er noch optisch sich monoklin verhaltende Bereiche enthält. Partienweise sind jedoch auch diese Orthoklase triklinisiert, und es scheint kein Zweifel möglich zu sein, daß die triklinen und oft ihrerseits verzwillingten Partien im Orthoklas nachträglich entstanden sind. Diese triklinen Partien entsprechen aber den optischen Verhältnissen nach nicht immer typischem Mikroklin.

a) *Optische Eigenschaften des typischen Mikroklines.*

Die für den Mikroklin oft als charakteristisch betrachtete Gitterung besonders in Schnitten der Zone [010] ist auch hier verbreitet, aber es gibt nicht wenige Fälle, bei denen keine oder fast keine Gitterung in Schnitten der Zone [010] bemerkbar ist. Da aber, wie erwähnt, auch „Orthoklas" gegitterte Partien enthalten kann, war die Gitterung allein kein Kriterium, ob es sich um normalen Mikroklin handelt (siehe Abb. 6). Die Unterscheidung zwischen Mikroklin und Ortho-

klas mit triklinisierten Partien war manchmal noch deshalb schwieriger, weil die Umwandlung mancher Orthoklase in trikline Symmetrie unregelmäßig erfolgt ist. Man mußte deshalb die Auslöschungsschiefe auf der Fläche (001) in vielen Stellen des Präparates oder in vielen Spaltblättchen bestimmen, um eindeutige Resultate und Zuordnungen zu erhalten.

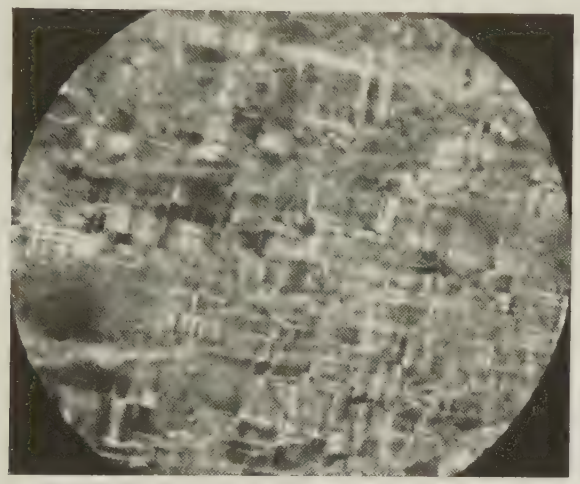


Abb. 6. Orthoklas, zum Teil in triklin gegitterten Feldspat übergehend. Schnitt ‖ (001). Schliff $\Gamma\alpha$. Nicols +28fach.

Die Auslöschungsschiefen n'_α : Spur (010) auf der Fläche (001) schwankte für diejenigen Kristalle, die wir den typischen Mikroklinen zurechnen wollen, zwischen 14° und 20,5°, wobei sie selten kleiner als 15° und meistens größer als 16° waren. Bei den Orthoklasen, die zum Teil in trikline Symmetrie umgewandelt wurden, war in den triklinen Partien der Winkel n'_α : Spur (010) recht variabel, wie später noch dargetan wird. Auf der Fläche (010) zeigten die Mikrokline eine Auslöschungsschiefe n'_α : a von 6° bis $6^1/_2{}^0$.

Hinsichtlich der Lage der Ebene der optischen Achsen beider Alkalifeldspäte haben die mit Hilfe des U-Tisches gewonnenen Resultate keine nennenswerten Unterschiede gezeigt. Die Fläche (001) bildet mit der E. O. A. am häufigsten Winkel um 12°, wie es in der Tab. 2 dargestellt ist; die E. O. A. weicht also nicht viel von der Lage der Fläche (001) ab. Somit dürfen diese Mikrokline als pseudonormalsymmetrisch bezeichnet werden.

Der Winkel $2\,V_\alpha$ betrug für die Mikrokline zwischen 80° und 84° (U-Tisch). Für die Orthoklase wurden Winkel $2\,V_\alpha$ auch kleiner als 80° gemessen und seltener kleiner als 60°.

Die Tab. 2 faßt die Auslöschungsschiefe n'_α : a auf (001) und n'_α : a bzw. n_α : a auf (010), die Winkel $2V_\alpha$ und die Winkel, die die E. O. A. mit (001) und n_α mit (010) bilden, für einige Mikrokline und Orthoklase zusammen. Alle in der Tabelle angegebenen Alkalifeldspäte wurden in Pulverdiagrammen auch röntgenographisch untersucht. Die Winkel $2V_\alpha$, die Ebene der optischen Achsen, (001) und n_γ : (010) wurden mit dem U-Tisch bestimmt. Zur Bestimmung der Auslöschungsschiefe wurden neben Dünnschliffen auch Spaltblättchen gebraucht. Auslöschungsschiefe auf (001) der „Orthoklase" der Tab. 2 verschieden von 0° und Winkel n_γ : (010) verschieden von 90°, entsprechen natürlich Partien, die optisch trikline Symmetrie besitzen.

Tab. 2. *Optische Daten für Mikrokline und „Orthoklase".*

Nr.	$2V_\alpha$	n'_α : a auf (001)	n'_α : a bzw. n_α : a auf (010)	E. O. A. : (001)	$n\gamma$: (010)
		Mikrokline			
B_3	81°—83°	14,5°—20°	6°	um 12°	68°—72°
B_5	80°—83°	14,5°—19°	$6^1/_2$°	um 12°	um 70°
E_2	81°–83°	14° —20,5°	6°	um 13°	um 73°
		Orthoklase bzw. triklinisierte Orthoklase			
A_7	75°—80°	0° —18°	$6^1/_2$°	4°—13°	90°—80°
Γ_1	60°—84°	0° —19°	6°	10°—18°	90°—76°
H_4	80°—85°	0° —15°	6°	12°—14°	90°—83°
Θ_3	80°—82°	0°	7°	um 10°	90°

b) *Röntgenographische Untersuchung an Kristallpulvern.*

Die Aufnahmen sind mit Fe-K-Strahlung und mit einer Debye-Scherrer-Kamera von 114,4 mm Durchmesser aufgenommen worden. Für die Orthoklasperthite ist zum Teil auch Cr-K-Strahlung verwendet worden, dies in Fällen, in denen bei mit Fe-Strahlung aufgenommenen Aufnahmen die starken Reflexe (202) und [(002) (040)] sehr nahe beieinander lagen. Cr-K-Strahlung ist auch für einige Mikroklinperthite verwendet worden. Das Pulver wurde mit etwa 12% NaCl gemischt, um durch Eichung genauere ϑ-Werte zu erhalten. Aus den Pulveraufnahmen wurde die Intensität der Linien geschätzt und mit den entsprechenden $\vartheta_{Fe\text{-}K_\alpha}$-Werten Diagramme konstruiert, welche die Lage der Interferenzen und die ihnen zukommenden relativen Intensitäten angeben und dadurch einen Vergleich der Pulveraufnahmen ermöglichten. Die Pulveraufnahmen der Mikrokline zeigten gegenüber denjenigen, die noch monoklinen Orthoklas enthielten, charakteristische Unterschiede.

In der Abb. 7 sind die Diagramme der $\vartheta_{Fe\text{-}K\alpha}$-Werte von zwei Mikroklinperthiten (E_2, B_3) und einem Orthoklasperthit dargestellt; die ϑ- und d-Werte sind für die zwei Mikroklinperthite in der Tab. 3 zusammengestellt (nur α-Linien). Optische Eigenschaften siehe in der Tab. 2. Alle drei Aufnahmen zeigt die Abb. 8 (ohne NaCl-Beimischung), für A_7 aber wurde das Präparat während der Aufnahme ruhend gelassen. In der Abb. 8 wurden auch je eine Aufnahme von Mikroklin- (B_3) und Orthoklasperthit (Γ_1) beigefügt, die mit Cr-K-

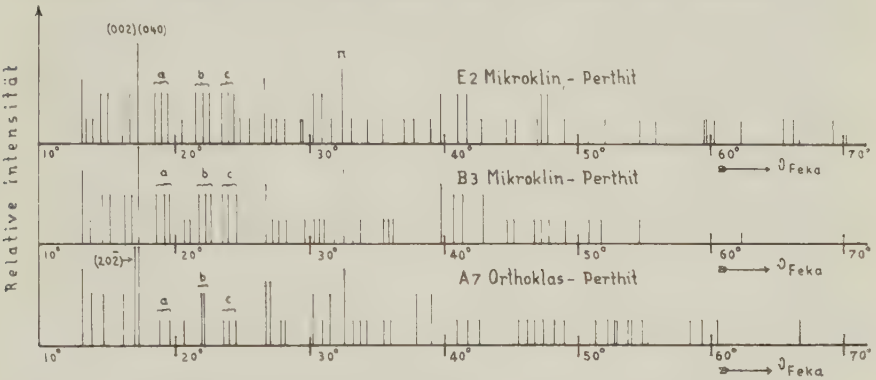


Abb. 7. Diagramm der ϑFe-Kα-Werte von zwei Mikroklinperthiten (E_2, B_3) und einem Orthoklasperthit (A_7).

Strahlung aufgenommen wurden. Man sieht sehr deutlich die zwei sehr starken Reflexe (202) und [(002) (040)] des Orthoklasperthites, anstatt nur eines des Mikroklinperthites [(002) (040)].

Wie aus der Abb. 7 zu ersehen ist, sind folgende Unterschiede in den Pulveraufnahmen der Mikrokline und des Orthoklases ersichtlich, die für die Unterscheidung der zwei Kaliumfeldspäte maßgebend sind (außer dem gemeinsamen Reflex π).

1. Die Orthoklase zeigen zwei sehr starke, nebeneinander liegende Reflexe mit ϑ um $17^0\,00'$ ($20\bar{2}$) und $17^0\,20'$ [(002) (040)]; die Mikrokline besitzen dagegen nur einen sehr starken Reflex [(002) (040)] bei $\vartheta = 17^0\,20'$.

2. Die Pulveraufnahmen der Mikrokline zeigen außerhalb des sehr starken Reflexes [(002) (040)] drei Gruppen von je drei Linien mit gleicher Intensität und fast gleichen Abständen. Diese Gruppen sind auch bei den Pulveraufnahmen der Orthoklase vorhanden, aber die ersten zwei setzen sich hier nur aus je zwei Linien zusammen. In der Tab. 4 sind die Linienabstände dieser drei Gruppen von einigen schon erwähnten Proben der Mikroklin- und Orthoklasperthite angegeben; die Abstände sind in Minuten ϑ-Fe-K$_\alpha$ ausgedrückt. Die drei Gruppen sind in der Abb. 7 und in den Tab. 3, 4 und 5, der Reihe nach, mit a, b, c bezeichnet.

Beide Alkalifeldspäte zeigen in ihren Pulveraufnahmen einen mäßigen bis starken Reflex mit $\vartheta_{Fe\text{-}K_\alpha}$ um 32° 30′; dieser Reflex ist in der Abb. 7 und in den Tab. 3 und 5 mit π bezeichnet.

Es gibt noch weitere mäßige bis schwache Reflexe, über die nur die Tab. 3 und 5 sowie Abb. 7 Auskunft geben. Alle röntgenographisch untersuchten Alkalifeldspäte waren Perthite mit entmischtem Albit.

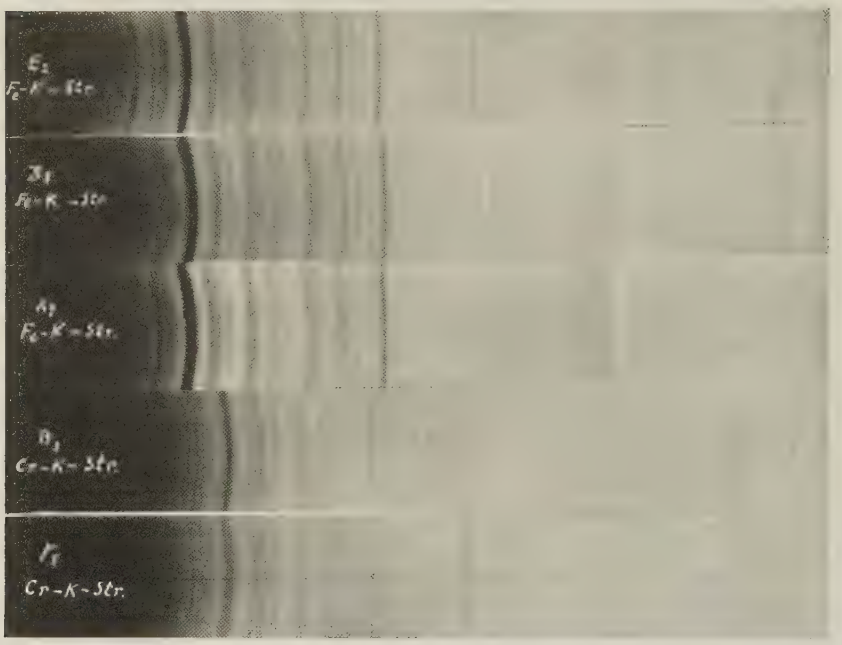


Abb. 8. Pulveraufnahmen von Perthiten. Kameradurchmesser 114,4 mm. Fe-K-Strahlung: E_2, B_3 Mikroklinperthite (E_2 Mol. %: Ab 25,0, Or 75,0; B_3 Mol. %: Ab 30,8, Or 69,2), A_7 Orthoklasperthit (Mol. %: Ab 43,7, Or 56,3). Cr-K-Strahlung: B_3 Mikroklinperthit, Γ_1 Orthoklasperthit (Γ_1 Mol. %: Ab 31,0 Cr 69,0).

Trotzdem hat in den Pulveraufnahmen die Albitkomponente nicht deutliche Reflexe gegeben; sogar der sehr starke Reflex [(040) (002)] des Albites ($\vartheta_{Fe\text{-}K_\alpha}$ um 17° 35′) ist nicht sehr deutlich bemerkbar, und zwar auch auf Cr-Strahlungsaufnahmen nicht. Es wurde deshalb dem Alkalifeldspatpulver noch Albitpulver beigemischt, wobei sich ergab, daß bei einer zusätzlichen Beimischung von zirka 10% Albit die Albitlinien deutlich in Erscheinung traten. Durch weitere Untersuchungen muß die Empfindlichkeitsgrenze der Röntgenogramme gegenüber Albitbeimischungen abgeklärt werden, weil nur nach Kenntnis dieser Verhältnisse wichtige Schlüsse aus Pulverdiagrammen gezogen werden können. Die hier aufgeführten röntgenographischen Resultate stimmen im übrigen gut mit denjenigen der 1951 erschie-

nenen Dissertation von *J. Osten* (60) (unter Leitung von *E. Niggli*) über die Untersuchung der natürlichen Alkalifeldspäte an Hand von Pulverdiagrammen überein. In der Lage der verschiedenen Interferenzen sind gewisse Unterschiede beobachtet worden, was man den Unterschieden der chemischen Zusammensetzung zuschreiben muß. Doch ist die Übereinstimmung der charakteristischen stärkeren Linien befriedigend.

Nach den Untersuchungen von *Osten* lassen sich röntgenographisch in Pulverdiagrammen bei den Alkalifeldspäten vorläufig voneinander unterscheiden:

Gruppe A: Feldspäte vom monoklinen Typus (*Orthoklasgruppe*, umfassend Sanidin, Orthoklas, Adular).

Gruppe B: Feldspäte vom *Mikroklintypus*.

Gruppe C: *Niedertemperaturalbit*, gewöhnlicher Albit.

Gruppe D: *Anorthoklas*, eventuell in Analogie zu *Hochtemperatur-Albit*.

Gruppe E: Eventuell Kryptoperthite mit hohem *An*-Gehalt.

Rhombenporphyrfeldspäte zeigen in Übereinstimmung mit den neueren Untersuchungen von *Oftedahl* ein Pulverdiagramm ähnlich demjenigen gewöhnlicher Oligoklase.

Von unseren Pegmatiten konnten Feldspatdiagramme erhalten werden, die sich den Typen A und B zuordnen lassen. Dabei trat der Typus A auf, selbst wenn ein Teil des Orthoklases triklinisiert war. In den untersuchten Perthiten war meist die stärkste Albitlinie nicht sehr deutlich sichtbar, die *Osten* in Perthiten mehrfach nachweisen konnte.

3. Die Orthoklasperthite.

Die Untersuchung der Tessiner Pegmatite hat gezeigt, daß in bezug auf optisches und röntgenographisches Verhalten in den Perthiten sehr oft Orthoklas am Aufbau beteiligt ist. Die Tatsache, daß er partiell oft triklinisiert ist und deshalb eine Gitterung und von monoklinem Verhalten abweichende Auslöschungsschiefe auftritt, ist, unserer Meinung nach, der Grund, warum der Orthoklas bis jetzt selten als Bestandteil der Tessiner Pegmatite erwähnt wurde. Auch mir war am Anfang der Untersuchung der Orthoklas entgangen, bis ich bemerkte, daß für einige „Mikrokline" die Auslöschungsschiefe auf der Fläche (001) nicht immer derjenigen des Mikroklines entsprach oder sogar bis auf 0^0 sinken konnte, und manchmal der Achsenwinkel $2\,V_\alpha$ kleiner war als $2\,V_\alpha$ des Mikroklines. Deshalb mußte ich dieses Mineral, das in manchen Fällen völlig monoklin erscheinende Bereiche enthält, von Mikroklin unterscheiden. Die erfolgte röntgenographische Untersuchung bestätigte die Zugehörigkeit zur Gruppe A von *Osten*.

Tab. 3. *Pulverdiagramme zweier Mikroklinperthite, ϑ-Werte korrigiert (NaCl-Eichung). Fe-K-Strahlung, Kameradurchmesser 114,4 mm.*

E_2 Mikroklinperthit Corcapolo Mol% Or 75,0 Ab 25,0				B_2 Mikroklinperthit Palagnedra Mol% Or 69,2 Ab 30,8			
Intens.	ϑ Fe-Kα	d (Kx)		Intens.	ϑ Fe-Kα	d (Kx)	
s-m	13° 14′	4,22		m	13° 13′	4,22	
ss	13° 34′	4,11		ss	13° 48′	4,05	
ss	14° 3′	3,98					
s	14° 37′	3,82		s	14° 31′	3,85	
s	15° 9′	3,69		s	15° 5′	3,71	
s	16° 6′	3,48		s	16° 12′	3,46	
s	16° 45′	3,35		s	16° 46′	3,35	
s. st	17° 19′	3,24	(1)	s. st	17° 22′	3,24	(1)
s	18° 36′	3,03		s	18° 38′	3,02	
s	19° 6′	2,95	a	s	19° 7′	2,95	a
s	19° 29′	2,89		s	19° 31′	2,82	
ss	20° 33′	2,75	br	ss	20° 32′	2,75	
				ss	21° 3′	2,69	
s	21° 36′	2,62		s	21° 38′	2,62	
s	22° 6′	2,57	b	s	22° 2′	2,57	b
s	22° 32′	2,52		s	22° 30′	2,52	
s	23° 30′	2,42		s	23° 28′	2,42	
s	23° 54′	2,38	c	s	23° 58′	2,38	c
s	24° 26′	2,33		s	24° 30′	2,33	
ss	24° 53′	2,29					
ss	25° 28′	2,24					
m-s	26° 35′	2,16		m-s	26° 37′	2,15	
ss	27° 9′	2,12		ss	27° 10′	2,11	
ss	27° 33′	2,10		ss	27° 36′	2,08	
ss	28° 9′	2,047		ss	28° 10′	2,047	
ss	29° 29′	1,963		ss	29° 29′	1,963	
ss	29° 36′	1,956					
s	30° 16′	1,917		ss	30° 12′	1,920	
				ss	30° 40′	1,894	
s	31° 21′	1,857		ss	31° 23′	1,855	
ss	32° 0′	1,823		ss	32° 12′	1,813	
m	32° 30′	1,798	π	m	32° 27′	1,791	π
ss	33° 7′	1,768		ss	33° 11′	1,765	
ss	33° 49′	1,735		ss	33° 48′	1,737	
ss	35° 20′	1,670		ss	35° 23′	1,668	
				ss	35° 49′	1,651	
ss	37° 2′	1,604		ss	37° 2′	1,604	
ss	37° 48′	1,576					
ss	39° 5′	1.533					
s	39° 46′	1,510		m-s	39° 45′	1,510	

E_2 Mikroklinperthit Corcapolo		Mol% Or 75,0 Ab 25,0	B_3 Mikroklinperthit Palagnedra		Mol% Or 69,2 Ab 30,8
Intens.	ϑ Fe-Kα	d (Kx)	Intens.	ϑ Fe-Kα	d (Kx)
s	41° 5′	1,470	s	41° 5′	1,470
s	41° 44′	1,451	s	41° 39′	1,443
ss	42° 44′	1,423	s	42° 44′	1,423
ss	44° 40′	1,374	ss	44° 40′	1,374
			ss	45° 13′	1,361
ss	45° 22′	1,358			
ss	46° 59′	1,321	ss	46° 43′	1,327
s	47° 15′	1,316	ss	47° 15′	1,316
s	47° 48′	1,304	ss	47° 48′	1,304
ss	48° 58′	1,281	ss	49° 2′	1,279
ss	50° 44′	1,248	ss	50° 43′	1,248
			ss	51° 41′	1,231
ss	52° 4′	1,225			
ss	54° 47′	1,183	ss	54° 42′	1,184
ss	55° 49′	1,168			
ss	59° 33′	1,121			
ss	59° 51′	1,117			
ss	60° 15′	1,113			
ss	62° 17′	1,091	ss	62° 23′	1,090
ss	65° 33′	1,061			
ss	66° 12′	1,056			
ss	66° 44′	1,052			
ss	69° 19′	1,032			
ss	70° 6′	1,027			

br = breite Linie
s. st = sehr stark
m = mäßig stark
s = schwach
ss = sehr schwach
(1) = Netzebenen (002) und (040), in den Pulveraufnahmen nicht voneinander unterscheidbar.

a) *Optische Eigenschaften.*

Wie schon kurz erwähnt wurde, besitzt der sogenannte Orthoklas sehr oft Bezirke, die sich bereits optisch triklin verhalten. Es sind alle Übergänge von fehlender, beginnender bis vollständiger Triklinisierung vorhanden. Das gibt uns Veranlassung, auf ältere und neuere Arbeiten hinzuweisen, die von monoklinen Alkalifeldspäten ähnliches zu berichten wissen.

Tab. 4. *Winkelabstände zwischen den Einzellinien der drei Interferenzliniengruppen von Mikroklin- und Orthoklasperthiten bei ^{3}Fe-Ka = 18° bis 25°.*

		Gruppe a Linien		Gruppe b Linien		Gruppe c Linien	
	Nr.	1—2	2—3	1—2	2—3	1—2	2—3
Mikroklinperthite	B_3	29′	24′	24′	28′	30′	32′
	B_5	33′	29′	26′	28′	30′	37′
	E_2	30′	23′	30′	26′	24′	32′
Orthoklasperthite	A_7	39′		20′		27′	30′
	Γ_1	35′		23′*		—	36′
	H_4	35′		22′		—	34′

* Aus Cr-Strahlungsaufnahme bestimmt.

Schon früh beschrieb *Mallard* (51) das Vorhandensein trikliner Lamellen in Kristallen von klarem Orthoklas.

Nach den Betrachtungen von *Barth,* der trikline Adulare mit gitterartiger Struktur beschrieb, hat *Koehler* (44) die Auslöschungsschiefe zahlreicher Adulare bestimmt und dabei gefunden, daß die Mehrzahl der untersuchten Kristalle trikline Symmetrie aufwies. Die trikline Symmetrie war besonders um Einschlüsse oder in der Nähe von Spaltrissen und zerstörten Zonen des Kristalles zu bemerken; aber er hat auch Kristalle gefunden, die als Ganzes eine Auslöschungsschiefe und einen Achsenwinkel besaßen, welche sich schon sehr gut den entsprechenden Eigenschaften des Mikroklines nähern. Von diesen Beobachtungen ausgehend, vermutet *Koehler,* daß der Adular in Mikroklin umgewandelt wurde.

Taylor (78) erwähnt, daß bezüglich der Röntgeninterferenzen Rotationsaufnahmen von Mikroklinperthiten sehr ähnlich denjenigen von Adular waren.

Ur. Chaisson (14) stellte an einem größeren Untersuchungsmaterial fest, daß das optische Verhalten des Adulares recht kompliziert sein kann. Einige Kristalle zeigen monokline und andere trikline Symmetrie; es gibt schließlich auch solche mit zum Teil monokliner und zum Teil trikliner Symmetrie. Monokline Symmetrie besitzen nach ihr besonders die kleinen Kristalle, die größeren dagegen (3 mm und mehr) weisen im Kristallzentrum eine kleine, triklin zu deutende Auslöschungsschiefe auf, die aber nach außen hin größer wird. So hat die Autorin in Schnitten $\perp$ c variable Auslöschungsschiefe gefunden, von denen nur die maximalen sich der Auslöschungsschiefe des Mikroklines näherten. Die Autorin hat in den

untersuchten Adularen $2\,V_\alpha$ zwischen 22^0 und 64^0 gemessen. In bezug auf die Orientierung der Ebene der optischen Achsen (E. O. A.) hat *Ur. Chaisson* bemerkt, daß während der Umwandlung von der monoklinen nach der triklinen Symmetrie, die Ebene der optischen Achsen sukzessive ihre ursprüngliche Lage ändern kann, ja von der Lage angenähert $\perp$ (010) und fast $\parallel$ (001) immer mehr in eine Lage angenähert $\parallel$ (010) und $\perp$ (001) übergehen kann. *Ur. Chaisson* zieht aus ihren Betrachtungen den Schluß, daß der trikline Adular vom eigentlichen Mikroklin unterschieden werden kann und dem optischen Verhalten nach nicht als eine dem Mikroklin direkt entsprechende Modifikation betrachtet werden darf. Der trikline Adular hat seine eigenen optischen Eigenschaften und kommt sekundär vom monoklinen Adular her, dessen eine Modifikation er darstellt.

F. Laves (47) hat die Kaliumfeldspäte röntgenographisch untersucht und die Beziehung zwischen den Strukturen von Mikroklin, triklinem Adular und Orthoklas auf Grund der Intensitäten ihrer Röntgenreflexe diskutiert. Ferner schließt *F. Laves* aus experimentellen Untersuchungen, daß die monokline Modifikation der Kaliumfeldspäte vom Typus Orthoklas bei tieferen Temperaturen instabil sein müsse, was auch von andern Forschern angenommen wurde. Die Goniometer-Aufnahmen der nach *Laves* ursprünglich monoklinen Orthoklase zeigen häufig bereits diffuse Linien, die auf eine partielle Umwandlung zu trikliner Symmetrie zurückzuführen sind. Als trikline Modifikationen können auftreten: Der Mikroklin oder trikliner Adular oder beide. Analoge Aufnahmen von ursprünglich monoklinem Adular (der üblichen Fundorte für Adular) zeigen zwar keine Reflexe, die dem Mikroklin entsprächen, es sind aber wieder diffuse Linien bemerkbar, die auf das Vorhandensein trikliner Felder hindeuten. Diese Felder passen sich dem atomaren Arrangement derjenigen triklinen Modifikationen der Kaliumfeldspäte an, die als trikline Adulare bezeichnet wurden. Nach *Laves* kann man jedoch nicht immer mit Sicherheit entscheiden, ob die im monoklinen Adular auftretenden triklinen Sektoren dem Mikroklin oder dem triklinen Adular näher stehen. Immerhin hat die Untersuchung verschiedener bislang als nur monoklin angesehener Adularkristalle deutlich optisch trikline Symmetriebereiche feststellen lassen, wobei γ um $90^1/_2{}^0$ gemessen wurde, während für typischen Mikroklin $\gamma = 92^1/_2{}^0$ ist. Schließlich kann nach *Laves* die gitterartige Struktur der typischen Mikrokline nicht primär, sondern nur dadurch entstanden sein, daß ursprünglich im Gesamten monokline Symmetrie vorlag. Gegitterter Mikroklin nach Albit- und Periklingesetz ist nach *Laves* also stets einer Umwandlung aus früher monoklinen Individuen zuzuschreiben. Von den triklinen Alkalifeld-

späten wird angenommen, daß sie bei niedriger Temperatur einzig stabil sind; ob unter besonderen Bedingungen monokline Alkalifeldspäte einen eigentlichen Stabilitätsbereich besitzen, ist noch nicht bekannt, sie konnten sich auch metastabil gebildet haben.

Wie schon bei der Beschreibung der Mikroklinperthite dargetan wurde, zeigt auch der Orthoklas der Tessinerpegmatite auf der Fläche (001) infolge Umwandlung in optisch triklin sich verhaltende

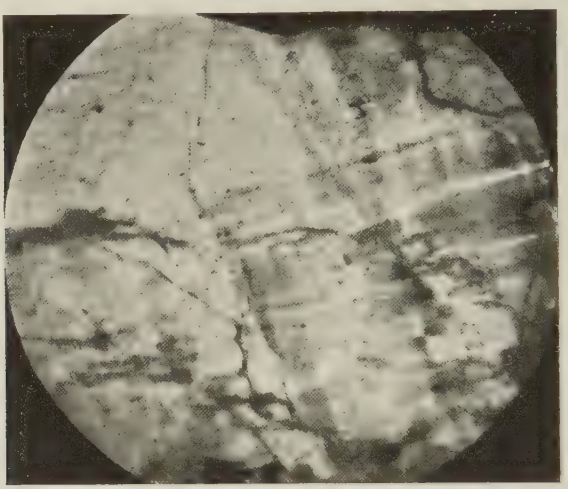


Abb. 9. Umwandlung des Orthoklases in trikline Modifikation. Schliff $\Gamma_1\alpha$. Nicols +. 100 fach.

Partien oft schiefe Auslöschung, wobei zu bemerken ist, daß es möglich ist, im gleichen Präparat Partien mit gerader Auslöschung und solche mit schiefer zu beobachten. In Fällen, wo die Auslöschungsschiefe nicht gerade ist, kann ihre Größe von Ort zu Ort variieren. Mit anderen Worten: Es zeigen die Orthoklase in den Tessiner Pegmatiten zum Teil noch optisch monokline Symmetrie, zum Teil sind sie in die trikline Symmetrie umgewandelt; doch braucht das Verhalten in den triklinen Sektoren nicht überall das gleiche zu sein. Immerhin wurde bei vom Verhalten des Mikroklins abweichenden Bestimmungsgrößen nie ein Kristall gefunden, der als ganzes triklin gewesen wäre, und wenn nur zum Teil trikline Symmetrie auftritt, dann verhält sich nicht selten der größere Teil des Kristalls noch monoklin. Dazu kommt eine andere sehr wichtige, mit der Umwandlung in trikline Form verbundene Tatsache oft hinzu, nämlich eine Gitterung, die auf der Fläche (001) sehr ausgeprägt sein kann. Ein solches Bild zeigt die Abb. 6 parallel der Fläche (001) eines Orthoklasperthites von Palagnedra aufgenommen; ein Teil des gleichen Schnittes ist in der Abb. 9 dargestellt.

Wie aus diesen Abbildungen zu sehen ist, handelt es sich um eine Umwandlung des Orthoklases in einen triklinen Feldspat mit mikroklinartiger Gitterung. Die Auslöschungsschiefen, sowie die andern optischen Eigenschaften des Orthoklases und seiner triklinisierten Felder sind bereits in Tab. 2 zusammen mit denjenigen des Mikroklines zusammengefaßt. Wie aus dieser Tabelle zu ersehen ist, kann die Auslöschungsschiefe der trikline Symmetrie aufweisenden Sektoren auf der Fläche (001) die Auslöschungsschiefe des Mikroklines erreichen, aber sie kann auch wesentlich kleiner als diejenige des Mikroklins sein. Bei dem triklinisierten Adular hat *Ur. Chaisson* den Winkel der Ebene $n_\alpha c$ mit (010) $\pm$ genannt und oft recht kleine Winkel (z. B. um 6°) gefunden, während dieser Winkel bei Mikroklin wesentlich größer ist.

b) Röntgenographische Untersuchung mit Pulveraufnahmen.

Wie bereits erwähnt, zeigen nun auch die Pulveraufnahmen der Orthoklasperthite (— triklinisiert) gegenüber denjenigen der Mikroklinperthite Verschiedenheiten, die für die Unterscheidung der zwei Mineralien von großer Bedeutung sind. Diese Unterschiede wurden auf Seite 213 erwähnt und sind auch an Hand eines Beispiels in Abb. 7 dargestellt. Es sind dort in der Tab. 5 die $\vartheta_{Fe\text{-}K\alpha}$- und d-Werte des Orthoklasperthites A_7 angegeben, dessen Pulverdiagramm in der Abb. 8 dargestellt ist. Vergleicht man die Pulveraufnahmen der Orthoklasperthite mit den von *Osten* (60) publizierten Diagrammen der Familie des Orthoklases, so stimmen die Tessiner Orthoklase im einzelnen eher besser mit Diagrammen von Adular als mit solchen von Orthoklas im engeren Sinne (Orthoklasperthit) überein. Für die auftretenden Unterschiede muß man jedoch die Verschiedenheit in der chemischen Zusammensetzung, wie auch die teilweise Umwandlung des Orthoklases in trikline Form als verantwortlich betrachten. Die Umwandlung unserer Orthoklase im triklinen Bereiche muß bei tieferen Temperaturen stattgefunden haben. Vielleicht hat sie während der Entmischung begonnen, weil dann der Austritt der Na-Ionen aus dem Gitter des ursprünglich homogenen Orthoklases gewisse Umwandlungen im Gitter begünstigte, wobei das Gitter das Bestreben zeigt, sich den neuen Bedingungen anzupassen. Die in tieferen Temperaturen während der Entmischung einsetzende Mobilisation der Ionen kann die Umwandlung in eine trikline Form begünstigen.

Es ist an die vielen Versuche von *J. Hedvall* und seiner Schule zu erinnern, in denen dargetan wurde, wie in einem Reaktionsstadium Platztausch und Diffusionen besonders leicht vor sich gehen. Dabei ist es vielleicht müßig zu fragen, was den Anstoß

gegeben hat: die Entmischung, die ja auch eine Reaktion ist, oder die Umwandlung aus einer monoklinen in eine trikline Varietät oder Modifikation. Uns scheint unzweifelhaft, daß beide Prozesse oft miteinander gekoppelt waren, wobei der eine den andern hat überdauern können. Aber die Verknüpfung ist keine naturnotwendige, da eine Umwandlung in eine trikline Modifikation auch an Adularen vom St. Gotthard usw. beobachtet wurde (14), die bei relativ niedriger Temperatur gebildet waren und keine merkliche Entmischung aufwiesen.

4. Diskussion über die Alkalifeldspäte. Triklinisierung und Mikroklinisierung des Orthoklases.

Es stellen sich nun einige Fragen bezüglich der Charakterisierung und der Umwandlung des Orthoklases, auf die im folgenden eingetreten wird. Deshalb möchte ich kurz wiederholen, daß die in den Tessiner Pegmatiten auftretenden Orthoklase infolge Umwandlung in eine trikline Modifikation oft teilweise gegittert sind, daß sie auf der Fläche (001) gerade und teilweise auch schiefe Auslöschung aufweisen, daß die Auslöschungsschiefe auf der Fläche (010) 6 bis 7° beträgt und der Achsenwinkel $2\,V\alpha$ zwischen 60° und 85° schwankt. Röntgenographisch ist der Orthoklas in den Pulveraufnahmen gegenüber dem Mikroklin besonders durch zwei sehr starke Reflexe entsprechend $\vartheta_{Fe\text{-}K\alpha}$ um 17° 00′ und 17° 20′ anstatt eines sehr starken Reflexes des Mikroklines mit $\vartheta_{Fe\,K\alpha}$ um 17° 20′ charakterisiert.

Zuerst stellt sich die Frage, ob diese Eigenschaften überhaupt noch berechtigen, das ursprüngliche Mineral als Orthoklas kurzweg zu bezeichnen. Nach verschiedenen Autoren, so auch nach *Winchell* (90, S. 303), sind von den in den Eruptivgesteinen auftretenden Mineralien der Orthoklasfamilie die eigentlichen Orthoklase in den Tiefengesteinen, die Adulare in den Pegmatiten (und Gängen) und die Sanidine in den Ergußgesteinen zu finden. Er gibt für den Orthoklas Achsenwinkel $2\,V_{n_\alpha}$ 60° bis 85° und für den Adular 50° bis 70° an, aber er erwähnt nichts über eine mögliche trikline Symmetrie in der Familie der Orthoklase.

E. Spencer (1937) hat die monoklinen Alkalifeldspäte wie folgt untergeteilt:

$2\,V_{n_\alpha}$ 50° und mehr bei normalsymmetrischer Lage der Ebene der optischen Achsen = Adular.

$2\,V_{n_\alpha}$ 50° bis etwa 25° und normalsymmetrischer Lage der Ebene der optischen Achsen = wahre Orthoklase.

$2\,Vn_\alpha < 25^0$ und normalsymmetrische oder $2\,Vn_\alpha$ 0^0 bis über 60^0 und parallelsymmetrische Lage der Ebene der optischen Achsen = Sanidin.

Tab. 5. *Pulverdiagramm von Orthoklasperthit. Fe-K-Strahlung, Kameradurchmesser 114,4 mm, ϑ-Werte mit NaCl-Eichung korrigiert.*

A_7 Orthoklasperthit Zentrale Verbano Mol% Or 56,3 Ab 43,7

Intens.	$\vartheta_{Fe\text{-}K\alpha}$	$D_{(Kx)}$		Intens.	$\vartheta_{Fe\text{-}K\alpha}$	$D_{(Kx)}$	
m	13° 10′	4,24		s	37° 57′	1,572	
s	13° 51′	4,03		s	39° 10′	1,530	
s	14° 45′	3,79					
s	16° 12′	3,46		ss	40° 54′	1,476	
s. st	17° 0′	3,30	(1)	ss	41° 41′	1,453	br
s. st	17° 24′	3,23	(2)	ss	42° 38′	1,426	br
ss	18° 51′	2,99	a	ss	45° 40′	1,351	
ss	19° 30′	2,89	a	ss	46° 10′	1,340	
ss	20° 34′	2,75		ss	46° 44′	1,327	
s	21° 56′	2,58	b	s	47° 26′	1,312	
s	22° 16′	2,55	b	ss	48° 15′	1,295	
s	23° 32′	2,42	c	ss	48° 58′	1,281	
ss	23° 59′	2,37	c	ss	51° 17′	1,238	
ss	24° 29′	2,33	c	ss	52° 9′	1,224	
s-m	26° 35′	2,15		ss	52° 42′	1,215	
s-m	27° 7′	2,12		ss	52° 54′	1,211	
ss	27° 45′	2,075		ss	53° 34′	1,201	
ss	28° 7′	2,050		s	53° 56′	1,195	
s	30° 7′	1,926		ss	54° 52′	1,181	
ss	30° 48′	1,887		ss	55° 18′	1,175	
s	31° 24′	1,854		ss	58° 18′	1,136	br
m	32° 32′	1,796	π	ss	59° 18′	1,124	br
ss	33° 14′	1,763		ss	60° 28′	1,110	br
ss	33° 41′	1,749		ss	65° 10′	1,065	br
ss	34° 9′	1,722					
ss	35° 27′	1,666					
ss	35° 58′	1,645					

br = breite Linie
s.st = sehr stark
m = mäßig stark
s = schwach
ss = sehr schwach
(1) = Reflex (20$\bar{2}$)
(2) = Netzebenen (002) und (040) in den Pulverdiagrammen nicht voneinander unterscheidbar.

Alle drei Typen vereinigte er zur Familie der monoklinen Orthoklase. Für den triklinen Mikroklin gibt dieser Autor an: $2\,Vn_\alpha$ =

$= 80^0 \pm 3^0$. Nun wird in Lehrbüchern sehr selten der Begriff Orthoklas auf Winkel $2\,V = 25^0$ bis 50^0 beschränkt; *Rosenbusch* hat beispielsweise noch Werte über 80^0 angegeben und auch *Winchell* ist *Spencer* nicht gefolgt. Anderseits werden bei „Adularen" Werte um 2 V bis hinunter zu 40^0 angegeben.

Ur. Chaisson erwähnt Adulare vom St. Gotthard mit $2\,V_\alpha$ zwischen 40^0 und 64^0 und *Osten* (60) hat in Adularen vom St. Gotthard $2\,V_\alpha = 66^0$ bis 69^0 und an solchen vom Bristenstock $2\,V_\alpha = 52^0$ gefunden.

Daraus ergibt sich, daß vom optischen Standpunkte aus die Abgrenzungen noch recht verschieden gehandhabt werden und das beruht im wesentlichen darauf, daß die Bezeichnungen Orthoklas, Adular und Sanidin meist nach äußeren morphologischen Merkmalen erfolgten. Die ursprüngliche Unterscheidung zwischen eigentlichem Orthoklas und Adular ist ja nach der Tracht erfolgt, was in unserem Falle außer Betracht fällt. Der üblichen Ausbildungsweise nach ist das Mineral der Tessiner Pegmatite als Orthoklas zu bezeichnen und es ist vielleicht auf die dem Orthoklas und dem Adular üblicherweise zugeschriebenen Achsenwinkel (siehe darüber *Spencer* loc. cit.) nicht allzu großes Gewicht zu legen. Stützt man sich besonders auf die an Adularen vom St. Gotthard ausgeführten Messungen, so sollten für Adular Werte zwischen 70^0 und 50^0 typisch sein, für Orthoklas eher kleinere. Ich habe zwar zur Seltenheit an den in Frage kommenden Orthoklasen der Tessiner Pegmatite auch $2\,V_\alpha$ kleiner als 60^0 gemessen, meistens zeigten sie aber $2\,V_\alpha$ um 80^0 bis 85^0, was auch mit den meisten Messungen an Adularen nicht mehr übereinstimmt. Über die Pulveraufnahmen kann man nicht viel aussagen, dies wegen der Ähnlichkeit der Röntgenogramme des Orthoklases im engeren Sinne und des Adulares, so daß die frühere Bemerkung, die Pulveraufnahmen der Orthoklasperthite der Tessiner Pegmatite würden im Vergleich mit den von *Osten* (60) veröffentlichten Diagrammen näher denjenigen des Adulars stehen, geringe Bedeutung hat. Neuerdings hat Prof. *E. Niggli* (Leiden) mir mitgeteilt, daß er unsere Proben Γ_1 und H_4 von Orthoklasperthiten mit solchen von Orthoklasen aus granitischen Gesteinen verglichen habe (Pulveraufnahmen), wobei er gleichfalls eine fast vollkommene Übereinstimmung fand. Wie man sieht, ist infolge der Ähnlichkeit der Strukturen die Frage von dieser Seite her betrachtet, nicht entscheidbar. Obgleich bis jetzt aus der Literatur Untersuchungen über das Auftreten trikliner Lamellen in monoklinen Kaliumfeldspäten hauptsächlich von Adularen bekannt gegeben wurde, bedeutete der Mangel an Beobachtungen an Orthoklas über eine allfällige Entwicklung trikliner Partien im Orthoklas natürlich nicht, daß das in Frage

kommende Mineral Adular genannt werden müsse. Das Fehlen einer idiomorphen Kristalltracht der Kaliumfeldspäte der Tessiner Pegmatite und die Unsicherheit über die charakteristischen optischen Eigenschaften dessen, was man Orthoklase oder Adulare nennen will, lassen die Frage offen, ob man dieses Mineral den eigentlichen Orthoklasen oder den Adularen zuordnen soll, sofern man die Fragestellung nicht von einer ganz anderen Seite her anpackt (siehe Seite 228 ff.).

Zunächst jedoch noch einige Bemerkungen zu den Umwandlungen eines monoklinen Alkalifeldspates in Feldspat trikliner Symmetrie und zu der mit dieser Umwandlung oft verknüpften Gitterung. Schon früh hat man feststellen können, daß beim Adular manchmal eine Gitterung auftritt, wie es für den Mikroklin meistens der Fall ist, und daß es auch Fälle gibt, bei denen sich die Auslöschungsschiefe des triklinen Adulars den Auslöschungsschiefen des Mikroklines nähert. Trotzdem ist der trikline Adular nicht mit dem Mikroklin identifiziert worden, weil er in der Tat oft eine Übergangsstellung einnimmt (siehe auch S. 217 bis 220). *F. Laves* (47) meint jedoch, auf Grund struktureller Überlegungen, daß bei Zwillingsgitterung stets ein ursprünglich monokliner Feldspat vorgelegen habe. An den Orthoklasperthiten der Pegmatite des Tessins konnte manchmal festgestellt werden, daß gut gegitterte Bereiche größerer Auslöschungsschiefe auf der Fläche (001) des teilweise in trikline Symmetrie umgewandelten Orthoklases mit anderen Partien verbunden ist, die ganz feine oder mikroskopisch gar keine Gitterung erkennen lassen. In letzteren variieren die Auslöschungsschiefen und gehen auf (001) bis auf 0^0 hinunter. Man muß natürlich berücksichtigen, daß in ganz fein verzwillingten Partien die Messungen schwierig auszuführen und manchmal unmöglich sind. Betrachtet man die Sektoren mit Auslöschungsschiefe auf (001) um 15^0 ($n'_\alpha : a$) oder größer als 15^0 als dem Mikroklin bereits sehr nahe verwandt, so muß man rein phänomenologisch annehmen, daß es zahlreiche Übergänge zwischen schwach triklinem Orthoklas und mikroklinartigem Feldspat gibt. In diesen Übergangsbezirken verändern sich die Größe der Auslöschungsschiefe und mehr oder weniger auch die Indikatrixeigenschaften. In allen Fällen aber scheint die Triklinisierung ein nachträglicher Akt zu sein, der langsam verläuft und bis zur Mikroklinisierung führen kann.

Die Frage ist nun, ob die Übergangsgebiete einheitlich triklinen, pseudomonoklinen, jedoch noch nicht mikroklinartigen Charakter aufweisen oder ob die Effekte eventuell durch Überlagerungserscheinungen bedingt sind, erzeugt durch ein sehr feines Gemisch mikroklinartiger neben noch monoklinen Partien. Es war ja besonders *Baier,*

der nachwies, daß durch solche Phänomene für das optische Verhalten Sondereffekte entstehen können. Die für die Tessiner Pegmatite bis jetzt gültig erscheinende Beobachtung, daß gemessene kleinere Auslöschungsschiefen, als sie dem Mikroklin zukommen, nur da auftreten, wo noch optisch monoklin sich verhaltende Partien beobachtbar sind, also in unserem Sinne von Orthoklas gesprochen werden kann, der auch im Pulverdiagramm die Zuordnung zur Orthoklasgruppe erkennen läßt, ist nicht entscheidend, so lange die Empfindlichkeitsgrenze von Gemischen beider Strukturen für das röntgenometrische Pulverdiagramm unbekannt ist. In den Pegmatiten unseres Gebietes, die keine „Orthoklaspartien" enthalten, tritt unter Berücksichtigung der chemischen Variabilität stets normale Mikroklinoptik auf. Es gilt somit, daß in diesen Pegmatiten typische Mikrokline, teils vollkommen gegittert, und sehr komplexe orthoklasartige Gebilde auftreten, die deutlich nachträglich triklinisiert wurden, mit Partien, die auf Grund optischer Daten eine Übergangsstellung zwischen Orthoklas und Mikroklin (bis zu mikroklinartiger Optik) einnehmen. In diesen Sektoren treten Auslöschungsschiefen auf, wie sie auch bei triklinisiertem Adular beobachtet wurden. Vorläufig scheint folgende Arbeitshypothese zu keinen Widersprüchen zu führen:

1. Auch der typische Mikroklin der Tessiner Pegmatite ist ursprünglich in Form monokliner Kristalle gebildet worden. Er hat nachträglich, vielleicht schon während des fortschreitenden Kristallisationsvorganges der Pegmatitlösungen, eine *Mikroklinisierung* erfahren. Da wo diese Mikroklinisierung vollständig verlief, ist optisch und röntgenometrisch (Pulverdiagrammdiagnose) die Mineralvarietät Mikroklin feststellbar.

2. In manchen dieser Pegmatite treten aber noch Alkalifeldspäte auf, die wir *Orthoklas* und *Orthoklasperthite* genannt haben und die neben monoklinen Partien trikline Bereiche aufweisen, die ihrem optischen Verhalten nach zwischen Orthoklas und Mikroklin liegen. Wir nehmen an, daß es sich um *unvollständig mikroklinisierte Orthoklase* handelt, die röntgenographisch noch den Diagrammtypus des Orthoklases ergeben.

Diese Betrachtungen führen vermutungsweise zu folgenden Schlüssen:

1. Der Mikroklin ist die einzige stabile Tieftemperaturmodifikation der Kaliumfeldspäte. In diese Modifikation suchen sich die bei Hochtemperatur stabile Modifikation des Orthoklases und wahrscheinlich auch andere unter besonderen Bedingungen gebildete, aber nur metastabile monokline Modifikationen umzusetzen. Pflichtet man der Ansicht von *Laves (47)* bei, nach der diese Hoch-Tieftemperatur-

umwandlung eine Unordnungs-Ordnungsumwandlung der SiO_4- und $Al_{\frac{4}{2}}$-Gruppen im Gitter des Kaliumfeldspates darstellt, so wird verständlich, daß Umwandlungen des ursprünglichen monoklinen Kalifeldspates in Mikroklin als Endstadium verschieden weit fortschreiten können, je nach den Kristallisationsverhältnissen des zuerst gebildeten Kaliumfeldspates (Temperatur, Druck, Wachstumsgeschwindigkeit), und nach der Art der Abkühlung und den speziellen chemischen Verhältnissen. Höhere Temperatur der Bildung und langsame Abkühlung müssen die Erreichung des Endstadiums begünstigen. Dies scheint, wenigstens zum Teil, zuzutreffen. Die Adulare vom St. Gotthard, die bei relativ tiefer Temperatur entstanden sind und nie höhere Temperaturen durchlaufen haben, zeigen wohl teilweise Triklinisierung, aber die optischen Eigenschaften der triklinen Partien weichen zumeist von den optischen Eigenschaften des Mikroklines *(Chaisson, Lawes, Osten)* noch stark ab. In den Pegmatiten des Tessins findet man in den trikline Symmetrie aufweisenden Partien des Orthoklases neben solchen, die bereits angenähert die Eigenschaften des Mikroklines besitzen, gleichfalls dem triklinen Adular ähnliche Bezirke, d. h. hier ist die Umwandlung monoklin/triklin weiter fortgeschritten als bei den Adularen des St. Gotthard, und zum Teil hat sie ihr Ziel ganz erreicht (Mikroklinbildung).

2. Die Umwandlung der Hochtemperaturmodifikationen der Kaliumfeldspäte nach Mikroklin muß sehr langsam vor sich gehen. Die Umwandlung monoklin/triklin erreicht nicht leicht ihr vollständiges Endstadium, den Mikroklin. Das kann die Bildung vieler intermediärer Zustände zur Folge haben.

Man hat oft erwähnt, daß die Umwandlung von der monoklinen zur triklinen Symmetrie mit den Störungszonen im Kristall verbunden zu sein scheint. Störungen im Kristallgitter können naturgemäß jede zu einem stabilen Zustand führende Umwandlung begünstigen; sie sind aber nach unserer Auffassung nicht die Ursache und der Grund der Umformung in die trikline Symmetrie. Das Bestreben der monoklinen Form, sich in die trikline umzusetzen, ist stets vorhanden, nur gibt es Faktoren, die diesen Prozeß begünstigen, und dazu sind auch die im Gitter vorhandenen oder nachträglich wirkenden verschiedenen Störungen zu zählen. Außerdem aber können Instabilitäten, die unter den gleichen Bedingungen zu Entmischungen führen würden, in diesem Sinne katalytische Effekte auslösen. Koppelungen von Erscheinungen dieser Art sind daher nicht selten zu beobachten, ohne daß es sich um strenge Korrelationen handelt.

Aus Diskussionen mit Herrn Prof. *P. Niggli* ergeben sich zur Zeit in Ergänzung der früheren (S. 199 bis 204 erwähnten) Ausführungen

dieses Autors folgende Bemerkungen zur Nomenklaturfrage der Alkalifeldspäte.

1. Vorläufig ist noch allergrößte Vorsicht geboten, Erscheinungen, die sich auf verschiedene Untersuchungsmethoden gründen, miteinander zu korrelieren. Jede Methode hat, da es sich durchwegs um Effekte handelt, die statistischen Charakter besitzen, natürliche Grenzen ihrer Aussagefähigkeit. Das gilt für die strukturellen Untersuchungen im allgemeinen und für die zu praktischen Zwecken so brauchbaren röntgenographischen Untersuchungen der Kristallpulver. Aber es gilt nicht minder für die polarisationsmikroskopischen und die analytisch-chemischen Daten.

2. Wir wissen, daß für alle so bestimmbaren Effekte die Temperaturverhältnisse, die Vorgeschichte des Minerales, allgemeine und lokalbedingte Atomverteilungen und Abweichungen vom Kristallidealbau von Bedeutung sein können. Die Variationsmöglichkeiten sind viel größer, als üblicherweise dargestellt wird. Das gilt auch für den Grad der Ordnung oder Unordnung diadocher Atome, wobei man übrigens nicht nur die Si-Al-Diadochie, sondern auch die Kationendiadochie zu berücksichtigen hat. Auch darf nie vergessen werden, daß der Deformationsgrad einer Gesamtstruktur vom Gesamtchemismus abhängig ist, daß es z. B. durchaus denkbar ist, daß praktisch reine Kaliumfeldspäte oder praktisch reine Natriumfeldspäte viel leichter höhere Symmetrie oder doch Pseudosymmetrie bewahren können als Alkalifeldspatmischkristalle. Wir brauchen hiebei ja nur an die Augithornblendegruppen zu denken, in denen gleichfalls bei einfacher (z. B. Mg-reicher) Zusammensetzung Symmetrien auftreten, die bei komplexen Mischkristallen nie verwirklicht sind.

3. Um Verwirrungen zu vermeiden, sollte man daran festhalten, daß Begriffe wie *Adular, Sanidin, Rhombenfeldspäte* usw. auf rein phänomenologisch-morphologische Kennzeichen abstellen. Man kann diese Namen nicht auf Bereiche bestimmter optischer Daten oder bestimmter Struktureffekte übertragen, sonst wird man immer wieder feststellen, daß vom Sammler mit Recht als Adular oder Sanidin bezeichnete Kristalle außerhalb dieser Bereiche fallen. Vorerst sind immer noch chemische, optische und strukturelle Klassifikation streng auseinanderzuhalten.

Für die normalen *Alkalifeldspäte* (ohne die Ca-reicheren Oligoklase, die oft Rhombenfeldspatausbildung besitzen) genügt in erster Stufe die Gliederung in Kaliumfeldspäte, Na-Kaliumfeldspäte, K-Natriumfeldspäte, Natriumfeldspäte, die jederzeit durch das Or/Ab-Verhältnis präzisiert werden kann.

Optisch zerfallen die Alkalifeldspäte in eine *monokline* und in eine *trikline* Gruppe.

Die Grundbezeichnung für die monokline Gruppe soll (abgesehen von fraglichem monoklinem Natriumfeldspat) *Orthoklas* bleiben, bei Na-Vormacht Na-Orthoklas. Die Namen Sanidin, Na-Sanidin und Adular sind auf rein phänomenologisch-genetische Kennzeichen sich beziehende Unterbegriffe, die nur gebraucht werden sollen, wenn diese Kennzeichen beobachtbar sind. Dem speziellen optischen Verhalten nach soll man unterscheiden zwischen Orthoklasen mit *normalsymmetrischer* und *parallelsymmetrischer Achsenlage*, mit *großem* und *kleinem Achsenwinkel*, von *negativem* (und eventuell *positivem*) optischem Charakter. Daß gewisse dieser Eigenschaften bei Sanidin oder Adular besonders häufig sind, darf höchstens als Regel, nie aber als streng gültige Charakteristik angesehen werden. Deshalb sollten auch Bezeichnungen wie Adularoptik, Sanidinoptik wieder verschwinden.

Unter den triklinen *Alkalifeldspäten* ist neben *Albiten* niedriger Temperatur die *Mikroklingruppe* relativ gut definiert, umfassend auch den Na-Mikroklin. Bis jetzt scheint es, daß alle Nichtmikrokline unter den triklinen Alkalifeldspäten optisch pseudomonokliner sind als der Mikroklin. Man könnte sie *Anorthoklase* nennen, wenn dieser Begriff nicht schon verwendet worden wäre. Es scheint allerdings, daß, abgesehen von den meist damit verbunden gedachten chemischen Verhältnissen, die bisher als Anorthoklase bezeichneten Mineralien dieser Definition entsprechen und daß der seinerzeit gut definierte sogenannte Hochtemperatur-Albit wenigstens kristallographisch verwandt ist. Um alle Mißverständnisse zu vermeiden, könnte man die meisten triklinen Adulare *K-Anorthoklase*, die triklinen Partien der Tessinerorthoklase *K-* oder *Na-K-Anorthoklase* nennen. Jetzt schon von zwei verschiedenen Modifikationen und nicht nur von Varietäten zu sprechen, scheint unzweckmäßig zu sein.

Doch soll dieser Vorschlag noch kein definitiver sein. Wo es sich um unzweifelhaft nachträglich triklinisierte Orthoklase handelt, genügt die Angabe „triklinisiert", die durch „mikroklinisiert" ersetzt werden kann, sofern normaler Mikroklin entstanden ist. Auch bei den triklinen Alkalifeldspäten gibt es pseudonormalsymmetrische und pseudoparallelsymmetrische Optik mit ihren Übergängen.

Über eine selbständige strukturelle Gliederung der Alkalifeldspäte läßt sich heute noch wenig aussagen. Die Typen von *Osten-Niggli* der Pulverdiagrammdiagnostik sind sehr wichtige Bestimmungstypen, ohne den Anspruch zu erheben, mehr als das zu sein. Ähnliches gilt für die Gliederung von *Laves* in zwei trikline „Modifikationen" mit γ wenig größer 90^0 und γ um $92^1/_2{}^0$. Ohne Beweise darf auch heute noch nicht nach dem Grad der Ordnung und Nichtordnung diadocher Atomarten unterschieden werden. Die Be-

griffe Nieder- und Hochtemperatur-Alkalifeldspäte sind gleichfalls zur Zeit nur da anzuwenden, wo experimentell die Umwandlung sichergestellt ist. Es ist noch verfrüht, Gesetzmäßigkeiten dieser Art zu verallgemeinern.

B. Die Plagioklase.

Neben den Kalifeldspäten kommen immer auch Plagioklase vor und in den sogenannten Plagioklaspegmatiten bilden sie mit dem Quarz zusammen den größten Teil der Mineralbestände. Meist sind die Plagioklase frisch oder nur zum Teil sericitisiert; seltener trifft man als Umwandlungsprodukt auch Epidot-Zoisit, Calcit, Albit und Zeolith.

1. Die optische Untersuchung.

Die Bestimmung des An-Gehaltes wurde mit dem U-Tisch, unter Benützung der Kurvendiagramme von *Reinhard* (64) und *Van der Kaaden* (85), und zum Teil mit anderen gewöhnlichen optischen Methoden durchgeführt, was eine Abschätzung über die Bestimmbarkeit und Fehlerbereiche des An-Gehaltes ermöglichte. Wo es die Orientierung der Schnitte erlaubte, wurden auch die Winkel 2 V mit dem U-Tisch bestimmt, um die aus der Orientierung der Indikatrix einerseits und der Größe der Winkel 2 V anderseits erhaltenen Resultate (An%) untereinander vergleichen zu können. Schließlich wurden auch an einigen Pulvern röntgenographische Untersuchungen durchgeführt.

Die Resultate der Plagioklasbestimmungen für einige repräsentative Vorkommen aus jedem Gebiet sind in der Tab. 6 zusammengestellt. In den Fällen, wo die Bestimmung des Winkels 2 V möglich war, sind zum Vergleich der Resultate auch diese Messungen angegeben.

Wie aus dieser Tabelle zu ersehen ist, sind die in den Pegmatiten des Tessins vorkommenden Plagioklase Albite, Albitoligoklase und Oligoklase. Nur in einzelnen Fällen geht der An-Gehalt über 30% und deshalb liegt nur in wenigen Vorkommen ein Andesin vor. Häufig ist ein An-Gehalt zwischen 10% bis 15% zu finden oder es sind Plagioklase mit 16 bis 22 An% vorhanden. In den Fällen, wo der Plagioklas als „Zwischenkorn", das heißt als feinkörnige Masse zwischen großen Alkalifeldspatkristallen oder Kristallen anderer Mineralarten auftritt, ist er immer sauer. In den reinen Plagioklaspegmatiten ist der Plagioklas basischer Oligoklas bis Andesin und man trifft dabei keinen Kaliumfeldspat oder nur geringe Spuren von ihm. Obwohl man keine sichere Daten über die Altersbeziehun-

Tab. 6. *An-Gehalt der Plagioklase der Tessiner Pegmatite.*

Nr.	Gemessen 2 V	An % alle Zahlen Molekularprozente: aus 2 V	aus der Lage der Indikatrix (Kurven von Reinhard und van der Kaaden)	aus der chemischen Analyse	aus Auslöschung auf (010)	aus Auslöschungsschiefe gegenüber (010) auf Fläche ⊥ nα	aus Auslöschungsschiefe gegenüber (010) auf Fläche ⊥ nγ	Auslöschungsschiefe gegenüber (010) auf Fläche ⊥ nα	Auslöschungsschiefe gegenüber (010) auf Fläche ⊥ nγ	Auslöschungsschiefe auf (010)	Begleitmineralien neben Quarz ± Alkalifeldspat und Akzessorien
	+89°	16,5	12								
	−89°	18	16								
A_1	90°	17,5	14								Musc. Gran.
und	−88°	19	12			11—20		$-10\frac{1}{2}°$			Sillim. Biot.
A_2	+88°	15,5	15					−0°			(selten)
	+86°	14	17,5								
	+83°	11,5	13		10					+14°	Musc. Sillim.
A_3	+82°	11	10								Turm. Biot.
	+82°	11	15			12		$-9\frac{1}{2}°$			
A_4				33,2							Biot. Musc.
	+84°	13	13								
A_6	+82°	11	11								Musc. Sillim.
	+88°	15,5	16			15		−6°			
A_{17}			22,5								Biot. Musc.
	+85°	13,5	11 od. 15								
B_1	90°	17,5	11								Musc. Biot Gran.
	90°	17,5	11								
	+83°	11,5	12								
B_2	90°	17,5	11,5								Musc. Biot.
	+84°	13	12								
	90°	17,5	5								
B_7	+86°	14	10								Biot. Musc.
	+84°	13	8								
	90°	17,5	10								
	90°	17,5	11								
	+89°	16,5	13								
Γ_2	90°	17,5	12,5								Musc. Biot.
	+88°	15,5	13								
	+84°	13	14			16		$-3\frac{1}{2}°$			
			12								
						16,5		−4°			

Tab. 6. *(Fortsetzung.)*

Nr.	Gemessen 2 V	An % alle Zahlen Molekularprozente: aus 2 V	aus der Lage der Indikatrix (Kurven von Reinhard und van der Kaaden)	aus der chemischen Analyse	aus Auslöschung auf (010)	aus Auslöschungsschiefe gegenüber (010) auf Fläche ⊥ nα	aus Auslöschungsschiefe gegenüber (010) auf Fläche ⊥ nγ	Auslöschungsschiefe gegenüber (010) auf Fläche ⊥ nα	Auslöschungsschiefe gegenüber (010) auf Fläche ⊥ nγ	Auslöschungsschiefe auf (010)	Begleitmineralien neben Quarz ± Alkalifeldspat und Akzessorien
Γ_3						5,5—10		−15° b. −11°			Musc. Biot.
Δ_1						13—15		−8° bis −6°			Musc. Biot.
Δ_2						10		12°			Biot. Musc.
	+84°	13	10								
	+82°	11	6								
	+82°	11	10			15,5		−5°			
Δ_6	+82°	11	8								Musc. Biot.
	+82°	11	11								
	+86°	14	10								
			6—16								
	+87°	15	8								
	+87°	15	14								
Δ_7	−88°	19	13								Musc.
			11								
	−85°	21,5	20			22		+3°			
Δ_8	−82°	26,5	22			22,5		$+4\frac{1}{2}$°			Biot. Musc.
	−84°	23	22			22		+3°			
	+80°	46	28			29		+16°			
E_3	+80°	46	27								Musc. Gran.
	+86°	41	30								
E_7	−87°	19,5	15 od. 19			15		−6°			Musc. Biot.
	−89°	18	16								
E_{10}	+88°	39,5	32								Musc. Biot.
			30—34								
	−84°	23	22								
E_{11}	−88°	19	18 od. 22			12		$-9\frac{1}{2}$°			Musc. Biot. Gran.
	+84°	13	16								
	+83°	11,5	11								

Tab. 6. *(Fortsetzung.)*

Nr.	Gemessen 2 V	An % alle Zahlen Molekularprozente: aus 2 V	aus der Lage der Indikatrix (Kurven von Reinhard und van der Kaaden)	aus der chemischen Analyse	aus Auslöschung auf (010)	aus Auslöschungsschiefe gegenüber (010) auf Fläche ⊥ nα	aus Auslöschungsschiefe gegenüber (010) auf Fläche ⊥ nγ	Auslöschungsschiefe gegenüber (010) auf Fläche ⊥ nα	Auslöschungsschiefe gegenüber (010) auf Fläche ⊥ nγ	Auslöschungsschiefe auf (010)	Begleitmineralien neben Quarz ± Alkalifeldspat und Akzessorien
Z_4			16—18								Biot. Musc. Gran.
Z_5	−87°	19,5	13								Biot. Musc. Turm.
	90°	17,5	16								
	90°	17,5	13								
H_2	+88°	19	12								Musc. Gran. Biot.
	+84°	13	14								
			12—15								
H_5	+77°	3	2								Musc. Gran. Turm.
	+78°	5	2								
			2—8								
Θ_1	−85°	21,5	22								Musc. Biot.
			20—23								
Θ_2			28								Biot. Musc.
Θ_4	90°	17,5	23								Biot.
	−82°	26,5	28								
Θ_5	−84°	23	22			20		0°			Musc. Biot.
	90°	17,5	26								
Θ_6						14		−7°			Biot. Musc.
							12		−4°		
Θ_7			25—31								Biot. Musc.
Θ_8				13,2							Biot.

A = Verbano

B, Γ, Δ = Palagnedra

E = Corcapolo

Z = Ponte Brolla

H = Brissago

Θ_1 = Pianezzo (Bellinzona)

Θ_2 = Palladrume (Ronco)

Θ_4 = Cevio (Maggiatal)

Θ_5 = Collino

Θ_6 = Verzasca

Θ_7 = Merela

Θ_8 = Onsernone

gen der reinen Plagioklaspegmatite gegenüber den übrigen, in ihrer Zusammensetzung auch Kaliumfeldspat aufweisenden Pegmatite hat feststellen können, scheinen die Plagioklaspegmatite älter, das heißt in früheren Stadien der Injektion entstanden zu sein. In Verbano habe ich beobachtet, daß eine ziemlich intensive Verwitterung bei diesen Pegmatiten eingesetzt hat.

Die optischen Eigenschaften des Albites stimmen mit den von *O. Tuttle* und *N. Bowen* (83) angegebenen Daten für den Tieftemperatur-Albit überein.

Hinsichtlich der Winkel der optischen Achsen sieht man aus der Tab. 6 einige Diskrepanzen zwischen dem An-Gehalt, den man aus der Orientierung der Indikatrix, und demjenigen, den man aus den Achsenwinkeln erhält. Man hat schon früh bemerkt, daß unter anderem kleine Mengen von K_2O im Plagioklas einen beträchtlichen Einfluß auf die Größe des Achsenwinkels ausüben. Die untersuchten Plagioklase enthalten eine nicht zu vernachlässigende Menge von K_2O. In der Tab. 7 sind die chemischen Analysen zweier Plagioklase und die Alkalibestimmung eines dritten zusammengestellt.

Tab. 7. *Chemische Analysen und Ab-, An-, Or-Zusammensetzung zweier Plagioklase und Alkalibestimmung eines dritten Plagioklases.*

Nr.	SiO_2	Al_2O_3	CaO	Na_2O	K_2O	Summe	Ab mol %	An mol %	Or mol %
A_4	58,58	25,84	7,28	7,62	0,66	99,98	63,2	33,2	3,6
Θ_8	63,81	21,46	3,02	9,84	1,75	99,88	77,6	13,2	9,2
Δ_7				9,98	0.49				

Analytiker: *J. Jakob* (Zürich).

Ich halte es für sehr wahrscheinlich, daß mindestens ein Teil des in den Plagioklasen vorhandenen K_2O von den verdrängten Alkali-

Tab. 8. *Abweichungen von den*

	I	II	III	IV	V	VI
Überschuß oder Defizit an Al_2O_3 in Gew.-%	— 0,07	+ 1,64	+ 1,03	+ 1,01	+ 1,33	+ 0,68
Überschuß oder Defizit an SiO_2 in Gew.-%	— 0,14	+ 3,12	+ 3,09	+ 0,66	— 0,11	+ 0,16
Fe_2O_3	—	0.15	0,26	0,33	—	—
FeO	—	0,22	—	0,09	—	—
MgO bestimmte Nebensubstanzen	—	—	0,28	—	—	—
TiO_2	—	—	—	—	—	—
H_2O+	—					
H_2O-	—	0,12	0,23	0,13	0,19	0,09

feldspäten stammt, denn die Verdrängung der Alkalifeldspäte durch die Plagioklase ist ein sehr verbreitetes Phänomen und nichts spricht dagegen, daß das hierbei ausgeschiedene K_2O zum Teil von den die Verdrängung hervorrufenden Plagioklasen aufgenommen werden kann.

Bei dieser Gelegenheit will ich eine Tatsache erwähnen, die man sehr oft beobachtet hat: Daß nämlich die aus der Analyse bestimmten Mengen des SiO_2 und Al_2O_3 nicht genügen, um die Alkalien und CaO zur Bildung Or, Ab und An abzusättigen. Das Defizit ist größer für SiO_2 als für Al_2O_3. Prof. *Niggli* hat mir gestattet, aus den Druckbogen seiner Mineralogie III folgende von ihm bezeichnete Tabelle wiederzugeben.

In dieser Tabelle sind aus CaO, Na_2O und K_2O die zur An-, Ab- und Or-Bildung notwendigen Mengen Al_2O_3 und SiO_2 berechnet und mit den von den Analytikern gegebenen Werten der Tab. 9, die zugleich Fundorte und optische Daten enthält, verglichen worden.

Auch die in der Tab. 7 gegebenen prozentualen Werte von Ab, An und Or wurden auf Grund der Verhältnisse der Alkalien und CaO zueinander berechnet, ohne Rücksicht auf den SiO_2- und Al_2O_3-Gehalt.

2. Röntgenographische Untersuchung an Plagioklaspulvern.

Von einigen Plagioklasen sind auch röntgenometrische Pulveraufnahmen durchgeführt und nach den Diagrammen von *F. Claisse* (17) ausgewertet worden. Es wurden auch hier Fe-K-Strahlung und eine Debye-Scherrer-Kamera von 114,4 mm angewendet. Wie aus der Arbeit von *F. Claisse* ersichtlich ist, sind für die Bestimmung des An%-Gehaltes zwei Gruppen von Linien brauchbar, wobei in

Idealzusammensetzungen von Plagioklasen in Tab. 9.

VII	VIII	IX	X	XI	XII	XIII	XIV	XV	XVI
+ 0,27	+ 0,60	— 0,63	+ 0,49	0,89	+ 0,44	+ 0,33	+ 1,42	+ 0,17	— 2,19
— 1,51	+ 0,74	+ 1,65	— 0,43	+ 0,39	+ 1,58	+ 1,68	+ 4,14	— 0,21	— 3,33
—	0,08	0,54	0,50	1,22	0,29	0,84	0,40	—	0,61
—	—	—	0,51	—	—	—	—	—	—
—	—	Sp.	—	—	—	—	—	—	0,19
—	—	—	—	0,07	0,17	—	—	—	—
—	0.10	0,09	0,33	0,01	0,08	0,08	0,36	1,21	0,24
—	—		0,12	—	—	—	—	—	

der ersten Gruppe eine stärkere Linie zwischen zwei schwächeren und in der zweiten Gruppe eine schwächere zwischen zwei stärkeren liegt. Die Lage der Linien für die ganze Serie der Plagioklase ist, nach *F. Claisse,* in der Tab. 10 zusammengefaßt. Die zwei wichtigsten Liniengruppen sind in der Abb. 10 mit e und f bezeichnet.

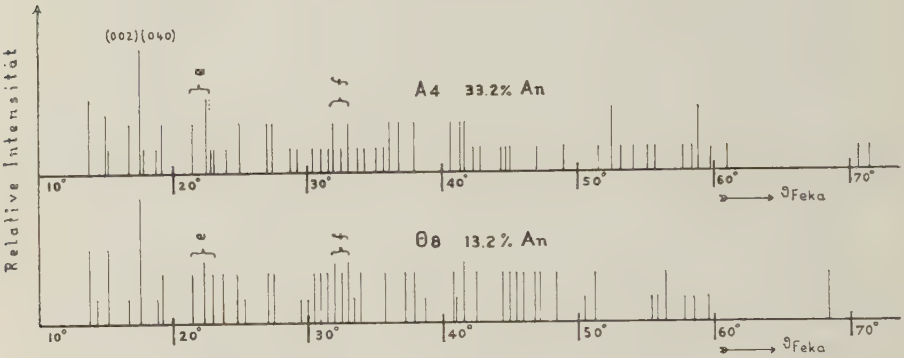


Abb. 10. Diagramm der ϑFe-Kα-Werte eines Andesines mit 33,2% An (A_4) und eines Albit-oligoklases mit 13,2% An (Θ_8).

Die Resultate der röntgenographischen Bestimmung der *An*-Prozente einiger Plagioklase, darunter der zwei chemisch analysierten, sind in Tab. 11 zusammengefaßt. Die Diagramme von *F. Claisse* sind für Cu-K$_\beta$-Strahlung konstruiert und deshalb wurden die

Abb. 11. Pulveraufnahmen der Plagioklase A_4 (33,2% An) und Θ_8 (13,2% An). Fe-K-Strahlung Kameradurchmesser 114,4 mm.

$2\vartheta_{\text{Fe-K}\alpha}$-Werte für die erste Gruppe durch 1/1,31 und für die zweite Gruppe durch 1/1,35 dividiert, um einen Vergleich mit der Cu-K$_\alpha$-Strahlung zu ermöglichen (17).

Bestimmungen nach der Kurve 5—6 von *Claisse* sind meist wenig zuverlässig, weil die Kurve sehr flach verläuft und ein Unterschied der *An*-Prozente für wenig voneinander abweichende $2\vartheta_{\text{Fe-K}\alpha}$-Werte kaum bemerkbar ist; das gleiche gilt auch für den Teil der Kurve 4—5, der den basischen Plagioklasen entspricht. Für

Tab. 9. *Plagioklase (An, Ab, Or, äquivalent-prozentisch berechnet aus Ca : Na : K).*

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	XIII	XIV	XV	XVI
SiO_2	68,80	68,14	67,86	66,16	65,62	64,92	64,75	62,60	59,98	59,82	55,24	54,60	52,96	52,33	49,14	43,42
Al_2O_3	19,43	20,14	19,85	21,38	21,72	22,20	22,25	23,52	24,67	25,00	27,61	28,65	29,72	30,22	32,72	35,19
Fe_2O_3	—	0,15	0,26	0,33	—	—	—	0,08	0,54	0,50	1,22	0,29	0,84	0,40	—	0,61
FeO	—	0,22	—	0,09	—	—	—	—	—	0,51	—	—	—	—	—	—
MgO	—	—	0,28	—	—	—	—	—	Sp.	—	—	—	—	—	—	0,19
CaO	0,00	0,09	0,41	1,14	1,48	2,64	2,67	4,47	7,26	6,16	10,70	10,91	12,28	12,52	15,34	19,96
Na_2O	11,86	10,94	10,54	10,43	10,54	9,72	10,17	8,62	7,36	7,51	5,40	4,62	4,21	3,62	2,82	0,40
K_2O	0,00	0,32	0,69	0,64	0,34	0,68	0,37	0,56	—	0,89	0,14	0,73	0,13	0,85	0,03	0,40
TiO_2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,07	0,17	—	—	—	—
H_2O+		0,12	0,23	0,13	0,19	0,09		0,10	0,09	0,33	0,01	0,08	0,08	0,36	0,21	0,24
H_2O-										0,12						
	100,09	100,12	100,12	100,30	99,89	100,25	100,21	99,95	99,90	100,84	100,39	100,05	100,22	100,30	100,26	100,31
spez. Gewicht	2,626	2,624	2,625	2,637	2,635	2,637	2,639	2,644	2,673	2,666	2,712	2,699	2,705	2,706	2,719	2,763
für Nα-Licht																
n_α	1,528	1,529	1,529	1,531	1,532	1,534	1,534	1,539	1,545	1,544	1,555	1,555	1,560	1,563	1,568	1,575
n_β	1,532	1,533	1,532	1,535	1,536	1,538	1,538	1,543	1,548	1,549	1,560	1,559	1,565	1,566	1,573	1,583
n_γ	1,539	1,539	1,538	1,541	1,543	1,544	1,543	1,546	1,552	1,552	1,564	1,563	1,570	1,571	1,578	1,588
Auslöschungsschiefe auf																
001	+3½°	+3°	+3°	+3°	+3½°	+3½°	+2°	+1°	0°	0°	−6°	−6°	−11°	−11°	−19°	−39°
010	+20°	+19°	+19½°	+16°	+15°	+12½°	+13°	+7½°	+6 bis −2°	−½°	−18°	−20°	−23½°	−23°	−30°	−37½°
Äquivalent %																
An	0,00	0,4	2,0	5,5	7,1	12,6	12,4	21,6	35,3	29,6	51,9	54,2	61,2	62,4	74,9	94,3
Ab	100,00	97,7	94,0	90,8	91,0	83,6	85,6	75,2	64,7	65,3	47,3	41,5	38,0	32,6	24,9	3,4
Or	0,00	1,9	4,0	3,7	1,9	3,8	2,0	3,2	?	5,1	0,8	4,3	0,8	5,0	0,2	2,3

I. Albit, Grönland
II. Albit, Rischuna (Schweiz)
III. K-Albit, Amelia Co. Va., U. S. A.
IV. K-Albit, Monteagle Township, Ont. Canada
V. Albit, Villeneuve, Quebec, Canada
VI. Oligoklas, kaliführ., Monteagle Valey, Hastings Co, Ont. Canada
VII. Oligoklas, kaliführend, Soboth
VIII. Oligoklas, kaliführend, Bakersville, N. C., U. S. A.
IX. Andesin bis Oligoklasandesin, z. T. kaliführend, Holenstein, Kremstal, Österreich
X. Andesin bis Oligoklasandesin, z. T. kaliführend, Bodenmais, Bayern
XI. Labrador, Hawkes Harbour, Labrador
XII. Labrador, Tamatare, Madagaskar
XIII. Labrador, Millard Co, Utah, U. S. A.
XIV. Labrador, County Down, Irland
XV. Bytownit, Crystal Bay, Minnesota, U. S. A.
XVI. Anorthit, Vesuv, Italien

Tab. 10. *Lage der von F. Claisse für die Bestimmung der Plagioklase (ganze Serie) verwendeten Linien.*

Gruppe	Linie	D-Werte in $_{Kx}$	$\vartheta_{Fe\text{-}K\alpha}$-Werte
	1	2,64	21° 24′
I	2	2,55 — 2,49	22° 12′ — 22° 48′
	3	2,51 — 2,44	22° 36′ — 23° 18′
	4	1,83 — 1,82	31° 42′ — 32° 00′
II	5	1,79	32° 30′ — 32° 36′
	6	1,78 — 1,76	32° 42′ — 33° 12′

Plagioklase mit An zwischen zirka 28% und 45% (Unterbruch der Kurven), können die Kurven der Gruppe II und die Kurve 1—2 und zum Teil die Kurve 2—3 der Gruppe I zu falschen Resultaten führen. Immerhin besteht unter Benützung mehrerer Kurven die Möglichkeit, die Resultate der verschiedenen Kurven miteinander zu vergleichen und so die richtigen Werte herauszufinden. So sieht man aus Tab. 11, daß bei den so untersuchten Plagioklasen die Übereinstimmung mit *An*-Bestimmungen nach anderen Methoden recht gut ist. In der Tab. 12 sind die $\vartheta_{Fe\text{-}K\alpha}$ und die d-Werte (nur die α-Linien) der zwei auch chemisch analysierten Plagioklase mit 33,2 und 13,2 A% zusammengefaßt. Die entsprechenden Diagramme der $\vartheta_{Fe\text{-}K\alpha}$-Werte und der relativen Intensitäten sind in der Abb. 10 und die Pulveraufnahmen in der Abb. 11 dargestellt. Der sehr starke Reflex [(002) (040)] hat einen um einige Minuten größeren ϑ-Wert als bei den Kaliumfeldspäten.

C. Myrmekitbildung und andere durch das Zusammentreffen K-Feldspat-Plagioklas verursachte Phänomene.

Es wird hier nicht eingehend auf die verschiedenen an der Phasengrenze von Kaliumfeldspat und Plagioklas beobachtbaren Phänomene eingetreten. Nur einige Beispiele sollen als Beitrag zu der vom genetischen Standpunkt aus umstrittenen Frage der Myrmekitbildung erwähnt werden.

Vorher erscheint es notwendig, einige neuerdings geäußerte Ansichten zusammenzustellen. Dazu zitierten wir aus der Arbeit von *F. Drescher-Kaden*, in der das Feldspat-Quarz-Reaktionsgefüge eingehend diskutiert wurde (24, S. 104):

„1. Der Myrmekit ist genetisch immer an Kaliumfeldspat gebunden.

2. Er tritt als prämikrokliner und postmikrokliner Myrmekit I und II auf. In der ersten Form besteht er aus korrodierten Plagioklasen, die ringsum eingebettet zumeist in den Randzonen der Kali-

Tab. 11. *Röntgenographisch bestimmte Plagioklase.*

Nr.	Gruppen	Linien	Differ. $2\vartheta_{Fe\text{-}K\alpha}$	$\frac{2\vartheta_{Fe\text{-}K\alpha}}{1{,}31}$ I. Gruppe $\frac{2\vartheta_{Fe\text{-}K\alpha}}{1{,}35}$ II. Gruppe	An % aus Linien	An % aus Gruppe (Durchn.)	An % aus Gruppen I—II (Durchn.)	An % aus opt. Meth. (Durchn.)	An % aus chem. Analyse	
A_3	I	1—2	1° 38′	1° 14,8′	14	12,8		12		Verbano
		2—3	1° 48′	1° 22,4,	12					
		1—3	3° 26′	2° 37,2′	12,5					
A_4	I	1—2	1° 56′	1° 28,5′	26,5	29,5	30,0		33,2	Verbano
		2—3	0° 52′	0° 39,6′	32,5					
		1—3	2° 48′	2° 8,2′	—					
	II	4—5	1° 12′	0° 53,3′	29	30,5				
		5—6	0° 52′	0° 38,5′	—					
		4—6	2° 04′	1° 32,5′	32					
A_{17}	I	1—2	1° 52′	1° 25,4′	24	22,5	22,0	22,5		Verbano
		2—3	1° 20′	1° 01′	22,2					
		1—3	3° 12′	2° 26,5′	21,5					
	II	4—5	1° 08′	0° 50,3′	21	21,5				
		5—6	0° 50′	0° 37′	—					
		4—6	1° 58′	1° 27,4′	22					
B_7	I	1—2	1° 26′	1° 5,6′	4,5	7,5		8		Palagnedra
		2—3	2° 04′	1° 34,6′	7,5					
		1—3	3° 30′	2° 40,3′	10,5					
Θ_2	II	4—5	1° 14′	0° 54,8′	28,1	28,1		28		Paladrume b. Ronco
		5—6	1° 00′	0° 44,4′	—					
		4—6	2° 14′	1° 39,2′	—					
Θ_7	I	1—2	1° 42′	1° 17,8′	15,5	16,5	14,8		13,2	Onsernone
		2—3	1° 30′	1° 08,7′	—					
		1—3	3° 12′	2° 26,5′	17,5					
	II	4—5	1° 00′	0° 44,4′	10,5	13,2				
		5—6	0° 48′	0° 35,5′	—					
		4—6	1° 48′	1° 20′	16					

feldspäte liegen, in der zweiten aus einem Albitkorngefüge, das auf Unstetigkeitsflächen in den Kalifeldspat einwandert und überwiegend schlecht ausgebildete, häufig lang gezogen tropfenförmige Quarzstengel im Innern enthält.

3. Die gemeinsame Entstehungsursache der Myrmekitformen I und II ist in den die Komponenten des Kalifeldspates enthaltenden Lösungen zu suchen. Beim Typ I treten diese als unmittelbare Vor-

Tab. 12. *Pulverdiagramme zweier Plagioklase. Fe-K-Strahlung, Kameradurchmesser 114,4 mm, ϑ-Werte mit NaCl-Eichung korrigiert.*

Plagioklas A_4: 33,2% An Verbano				Plagioklas Θ_8: 13,2% An Onsernone			
Intens.	ϑFeKα	D (Kx)		Intens.	ϑFeKα	D (Kx)	
m	13° 45′	4,64		m	13° 49′	4,04	
m-s	14° 58′	3,74		ss	14° 22′	3,89	
ss	15° 8′	3,70		m	15° 12′	3,68	
s	16° 45′	3,35		ss	16° 39′	3,37	
s. st	17° 33′	3,20	(002)(040)	s. st	17° 37′	3,19	(002)(040)
ss	17° 59′	3,15					
ss	18° 47′	2,99		ss	18° 53′	2,98	
s	19° 17′	2,92		s	19° 16′	2,93	
s	21° 27′	2,64		s	21° 28′	2,64	
m	22° 25′	2,53	Gr. I	s-m	22° 19′	2,54	Gr. I
ss	22° 51′	2,49		s	23° 4′	2,46	
ss	23° 5′	2,46					
ss	23° 54′	2,38		s	23° 43′	2,40	br
s	24° 59′	2,29		s	24° 43′	2,31	
				ss	25° 18′	2,26	
s	27° 3′	2,36		s	26° 59′	2,13	
s	27° 21′	2,104		s	27° 29′	2,093	
ss	28° 44′	2,009					
ss	29° 22′	1,970		ss	29° 30′	1,962	
				ss	30° 0′	1,932	
ss	30° 25′	1,908		s	30° 28′	1,905	
ss	30° 59′	1,877		s	30° 57′	1,879	
ss	31° 36′	1,844		s	31° 30′	1,849	
s	32° 0′	1,823		s-m	32° 0′	1,823	
ss	32° 36′	1,793	Gr. II	s	32° 30′	1,798	Gr. II
s	33° 2′	1,772		s-m	32° 54′	1,779	
ss	33° 47′	1,737		ss	33° 29′	1,751	
ss	34° 18′	1,714		s	34° 1′	1,727	
ss	35° 10′	1,677					
ss	35° 44′	1,654		s	35° 43′	1,655	
s	36° 12′	1,636					
s	36° 50′	1,612		s	37° 13′	1,597	
s	38° 3′	1,568		s	37° 56′	1,572	
				ss	38° 59′	1,536	
s	40° 34′	1,486		s	40° 49′	1,478	br
s	41° 19′	1,463		ss	41° 6′	1,470	
s	41° 46′	1,450		s-m	41° 36′	1,455	
ss	42° 16′	1,436					
ss	42° 49′	1,422		s	42° 37′	1,427	
ss	44° 28′	1,379		s	44° 29′	1,379	
ss	44° 47′	1,371					

Plagioklas A_4: 33,2% An Verbano			Plagioklas Θ_5: 13,2% An Onsernone		
Intens.	$\vartheta_{FeK\alpha}$	D (Kx)	Intens.	$\vartheta_{FeK\alpha}$	D (Kx)
ss	45° 5′	1,364	s	44° 55′	1,368
			s	45° 30′	1,355
			s	46° 2′	1,342
			s	46° 48′	1,325
ss	47° 4′	1,320	s	47° 10′	1,317
ss	49° 3′	1,279	s	49° 3′	1,279
			ss	50° 31′	1,252
ss	51° 36′	1,233	s	51° 15′	1,239
m-s	52° 36′	1,216			
ss	53° 7′	1,208			
ss	54° 13′	1,191			
ss	55° 4′	1,178	ss	55° 24′	1,174
ss	55° 43′	1,169	ss	55° 52′	1,167
			s	56° 27′	1,160
ss	57° 45′	1,142	ss	57° 50′	1,141
ss	58° 24′	1,134	ss	58° 32′	1,132
m-s	58° 50′	1,129			
ss	59° 45′	1,119	ss	59° 34′	1,120
ss	61° 0′	1,105			
			s	68° 27′	1,039
ss	70° 42′	1,024			
ss	71° 30′	1,019			

s. st = sehr stark
m = mäßig stark
s = schwach
ss = sehr schwach
br = breite Linie

Gr. I, Gr. II } Die von *Claisse* für die Bestimmung der Plagioklase verwendeten zwei Liniengruppen

läufer der Kalifeldspatbildung auf, beim Typus II entstehen solche Lösungen durch metasomatische Angriffe hydrothermaler Phasen auf vorhandenen Kalifeldspat, in dessen Spaltrissen sich in Bildung begriffener Plagioklas als Myrmekit-Plagioklas ansiedelt.

4. Während daher Myrmekit-Plagioklas I in seinen Randzonen typisch sekundäre Beeinflussung zeigt (Korrosionsbuchten, Auslaugungsränder u. ä.), ist das bei der postmikroklinen Myrmekitbildung nicht der Fall. Hier sind niemals randliche Veränderungen zu beobachten.

5. Die Auslaugungsränder sind in den bisher bekannten Vorkommen immer saurer als die inneren, noch unangegriffenen Schichten des Kristalls.

Die Quarzstengel, das typische Merkmal des Myrmekits I, sind auf die Randzone der Wirtplagioklase beschränkt. Sie bilden dort einen nach innen wachsenden Quarzstengelrasen, dessen Einzelstengel auf

der Oberfläche senkrecht stehen, einen bestimmten, mittleren seitlichen Abstand voneinander einhalten und häufig die gleiche Eindringtiefe erreichen (Infiltrationsfront).

6. Die Quarzstengel sind jünger als der Plagioklas, in dem sie auftreten. Das ließ sich 1. durch Auffindung von primären Apatitsäulchen in Quarzstengeln, die in Plagioklas eingebettet waren, 2. durch Feststellung zweier Stengelgenerationen im Plagioklas, von denen mindestens eine jünger sein muß als ihr Wirt, beweisen. Anderseits sind die Quarzstengel älter als der Kaliumfeldspat, da Reste der Quarzstengel in diesem nicht selten zu beobachten sind. In Einzelfällen werden sie vom Kaliumfeldspat — oder diesem vorangehenden Lösungen — aus dem Verband mit dem Plagioklas herauspräpariert.

7. Alle geschilderten Merkmale deuten auf metasomatische Entstehung des Myrmekits. Zur Erklärung des seitlichen Abstandes der Quarzstengel wird angenommen, daß die in das Plagioklasgitter einwandernden Lösungen hauptsächlich auf die „Lockerstellen" des Gefüges wirken. SiO_2 wird am Ort belassen, die Kationen an andere Fehlstellen gebracht, wo sie die freien Plätze einnehmen und die Fehlstellen damit zu konsolidierten „Blockgebieten" machen, an welchen weiterer Abbau zum Stillstand kommt.

8. Der Myrmekit stellt keine anormale Bildung dar, sondern gehört in den Kreislauf metasomatischer Gefügeveränderungen granitischer Gesteine."

R. Kern, der in den Pegmatiten und Gneisen des Centovalli, d. h. der Region, der auch manche Pegmatite meiner Untersuchungen entstammen, die Myrmekitbildung untersucht hat, kam zu etwas anderen Schlußfolgerungen, die durch verschiedene Abbildungen belegt wurden. Der typische Myrmekit ist nach ihm (im Sinne von *Becke*) entschieden ein Produkt der Verdrängung von Kaliumfeldspat durch Plagioklas, unter gleichzeitiger Quarzausscheidung. Daneben aber konnte eine nachträgliche Korrosion des Myrmekites durch K-reiche Substanz, unter Neubildung von Kaliumfeldspat, konstatiert werden. Er faßt seine Untersuchungen wie folgt zusammen:

„Der grundlegende Vorgang bei der Myrmekitbildung ist stets eine Verdrängung des Kaliumfeldspates durch den Plagioklas (= *normaler Myrmekit*), doch können nachträglich Verdrängungen des so gebildeten Myrmekites durch jüngeren Kaliumfeldspat hinzukommen, wodurch der *korrodierte Myrmekit* entsteht."

Kern hat normalen Myrmekit in den Pegmatiten und den pegmatitisch injizierten Gneisen festgestellt. Er gibt hiefür sehr schöne Dünnschliffphotographien, auf deren Wiedergabe wir verzichten können. Der korrodierte Myrmekit trat besonders in Injektionsgneisen auf, mit deutlicher nachträglicher Stoffzufuhr. Neuerdings

konnte *L. Zawadynski* nachweisen, daß auch bei den jüngsten Kakiritisierungsprozessen im Südtessin (bei Prozessen, die auch noch die jungen Pegmatite kataklastisch verformt hatten) Plagioklase durch Kaliumfeldspat verdrängt werden, und zwar bei relativ niedrigen Temperaturen. Es können dann Plagioklasreste und Quarzinseln als Relikte im epithermal gebildeten Kaliumfeldspat vorgefunden werden. Es müssen also von vornherein beide Möglichkeiten: Verdrängung von Kaliumfeldspat durch Plagioklas und Verdrängung des Plagioklases durch Kaliumfeldspat, in Berücksichtigung gezogen werden und es ist festzustellen, zu welchem Vorgang die Symplektitbildung des typischen Myrmekites gehört.

Die im Kontakt Kaliumfeldspat-Plagioklas und durch das Zusammentreffen dieser zwei Mineralarten hervorgerufenen, von uns beobachteten Phänomene sind a) die Verdrängung des Kaliumfeldspates durch Plagioklas, b) die als Auslaugung beschriebene Veränderung der Randzone des Plagioklases und c) die eigentliche Myrmekitbildung. Zu diesen drei Phänomenen ist folgendes zu bemerken:

1. Verdrängung des Kaliumfeldspates durch Plagioklas.

Es ist schon erwähnt, daß dieses Phänomen in den Tessiner Pegmatiten sehr verbreitet ist. Die korrodierten und angefressenen Konturen des Kaliumfeldspates mit buchtigen und im allgemeinen unregelmäßigen Formen sind, wie schon *Kern* feststellte, typisch für eine auf Kosten des Kaliumfeldspates verlaufene Reaktion. Ein solches Bild zeigt die Abb. 12, in der alle im Plagioklas befindlichen Reste des K-Feldspates die gleiche Orientierung untereinander und mit einem am Rand befindlichen, ziemlich großen Kaliumfeldspat haben. Der ursprünglich große K-Feldspat wurde durch den später gebildeten Plagioklas verdrängt und mannigfaltig angefressen.

Die Verdrängung erfolgt zwar meist regellos und die Reste des K-Feldspates im Plagioklas scheinen wahllos verteilt, es sind aber auch Fälle beobachtet worden, wo diese Reste in bestimmten Richtungen gehäuft erscheinen. So sind z. B. im Schliff Δ_7 die optisch gleich orientierten Reste des Mikroklins in Reihen angeordnet, die mit 70^0 schief zur vorhandenen Spaltbarkeit des Plagioklases verlaufen (Abb. 13). In der Nähe gut ausgebildeter Spaltrisse sind die Reihen etwas dichter besetzt als an anderen Stellen, und längs der Spalten findet man manchmal eine Verbreiterung der einzelnen Mikroklinreste. Dies könnte auf ein späteres Wachstum des Mikroklines hindeuten. Doch läßt auch hier die gleiche optische Orientierung aller Mikroklininseln die Ansicht zu, daß die Inseln Reste eines ursprüng-

lich großen Mikroklinkristalls sind, der zunächst einmal von Plagioklas weitgehend resorbiert wurde.

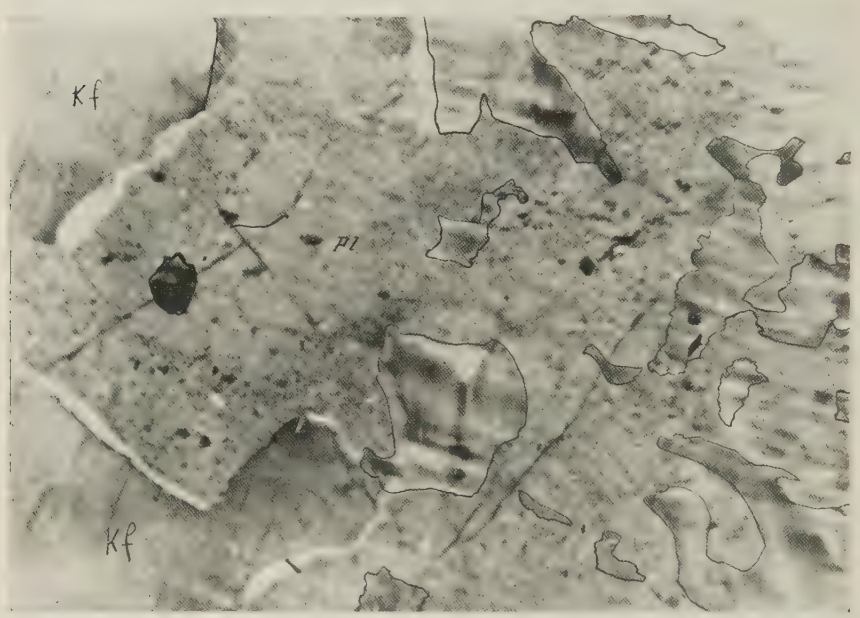


Abb. 12. Verdrängung des Kaliumfeldspates durch Plagioklas. Schliff Γ_3. Nicols +. $\times$ 82. Links auch helle Randzone (sogenannte Auslaugungszone).

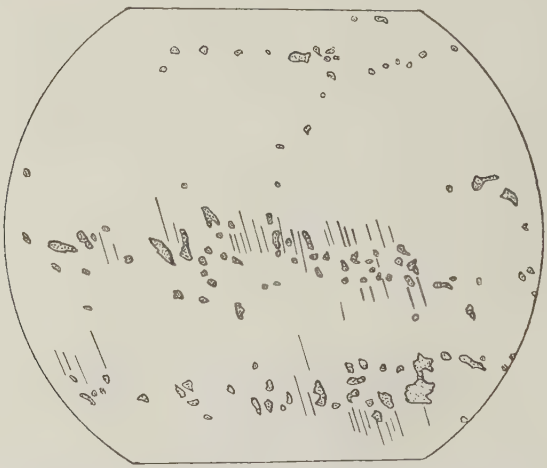


Abb. 13. Reste verdrängten Mikroklines im Plagioklas nach Reihen angeordnet. Schliff Δ_7. $\times$ 28.

Sowohl die korrodierte Kontur dieser Mikroklinreste als auch die Tatsache, daß an anderen Stellen des gleichen Plagioklases die K-Feld-

spatreste keine Regelung aufweisen, sprechen nicht für eine Antiperthitbildung durch Entmischung.

2. Die Randzone der den Kaliumfeldspat verdrängenden Plagioklase.

Eine stofflich abweichende Randregion der Plagioklase im Kontakt mit dem Kaliumfeldspat ist bei den Pegmatiten des Tessins ziemlich verbreitet. Es handelt sich um das Phänomen, das *Drescher-Kaden* die Auslaugungszone genannt hat. Diese im allgemeinen schmale Zone hat eine andere Doppelbrechung und besitzt eine andere optische Orientierung als der übrige Kristall (Abb. 12 und 14). Messungen zeigten, daß die Randzone saurer als der übrige Kristall ist; wir geben hier einige Beispiele:

Randzone	übriger Kristall
0,4% *An*	10% *An*
8 % *An*	16% *An*
6 % *An*	12% *An*
0,5% *An*	11% *An*

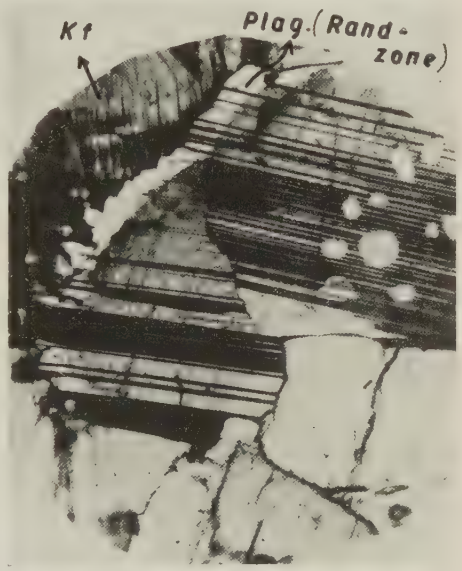


Abb. 14. Randpartien der Plagioklase. Muskovit-Granat-Sillimatitpegmatit, Verbano. Schliff A_2. Nicols +. × 100.

In der sauren Randzone der Plagioklase trifft man oft schon Myrmekitquarz und es ist zu vermuten, daß die saure Randzonenbildung auch eine Vorstufe der Myrmekitbildung darstellen kann. Dies will aber nicht heißen, daß Myrmekitbildung ohne albitische Randzone nicht direkt beginnen kann, denn dieser Vorgang ist viel häufiger. Wir werden später weitere Gründe angeben, warum wir durch die Untersuchung der Tessiner Pegmatite zur Meinung gekommen sind, daß der Myrmekit auf Kosten des Kaliumfeldspates und nicht des Plagioklases gebildet wurde. Wir glauben nicht, daß den Randpartien des Plagioklases SiO_2 entnommen werden kann, sei es zur Bildung einer sauren Randzone, sei es um als Myrmekitquarz im Inneren des Plagioklases aufzutreten, wie dies von *Drescher-Kaden* (24, S. 73) angenommen wurde.

Der gleiche Autor glaubt, daß bei der Myrmekitbildung (sogenannter Myrmekit I) der Kaliumfeldspat und nicht der Plagioklas

Angreifer ist, und schreibt weiter, daß eine eventuell früher vorhanden gewesene „desilifizierte" Randzone des Plagioklases bei der Fortsetzung des Vorganges zur Myrmekitbildung als nicht bestandfähig abgetragen worden und deshalb heute nicht mehr erhalten sei.

Wenn dies wirklich der Fall wäre, dann würde das gefundene Vorhandensein von Myrmekitquarzstengeln in der ausgelaugten Randzone schwierig zu erklären sein. Die albitische Randzone ist sozusagen eine indirekt silifizierte Zone, da sie ja mehr SiO_2 enthält als der übrige Plagioklas, und es ist nicht leicht zu verstehen, wie sich eine Desilifizierung im Sinn von *Drescher-Kaden* und gleichzeitig eine Silifizierung der Randpartien im gleichen Vorgang kombinieren können. Außerdem findet man die Koexistenz „Auslaugungszone" und Myrmekitquarz auch bei dem von *Drescher-Kaden* genannten Myrmekit II, für den *Drescher-Kaden* nicht bezweifelt, daß die Verdrängung auf Kosten des K-Feldspates stattfand. Wenn also die Myrmekitbildung für den Myrmekit I ein inverses Phänomen zum Myrmekit II darstellen würde, mußte die „Auslaugung" das eine Mal (Myrmekit I) mit Abbau und das andere Mal (Myrmekit II) mit Wachstum des Plagioklases verknüpft sein.

Vorläufig müssen wir annehmen, daß die saure Randzone am Plagioklas im Kontakt mit Kaliumfeldspat weder als Auslaugungszone noch als normale Zonenhülle des Plagioklases zu erklären ist. Sie gehört zum Phänomen der Korngrenzenreaktionen zwischen Plagioklas und Kaliumfeldspat und kann wie die Myrmekitbildung aus dem Umstand resultieren, daß bei der Verdrängung von Kaliumfeldspat durch Plagioklas SiO_2 frei wird. So bilden sich unter Diffusion oder Abwandern der Ca-Ionen entweder

eine SiO_2-reichere Randzone des Plagioklases
oder
eine solche Randzone mit zusätzlicher Ausscheidung von Quarz
oder
eigentlicher Myrmekit als Symplektit von Plagioklas mit Quarz.

Man hat beobachtet, daß am äußersten, oft albitreicheren Rand des Plagioklases dünnere Stengel von Myrmekitquarz auftreten als im Inneren des Kristalles und bemerkt, daß die letzteren eine jüngere Bildung darstellen (24). Es ist aber auch denkbar, daß die eine oder andere Erscheinung von den verschiedenen, die Verdrängung begleitenden Geschwindigkeiten der Reaktionen und Diffusionen abhängt.

3. Die eigentliche Myrmekitbildung.

Wir wollen von Anfang an bemerken, daß es uns nicht zweckmäßig erscheint, zwischen sogenanntem Myrmekit I und II zu

unterscheiden. Die Genesis beider Myrmekite scheint sowohl uns wie *Kern* nicht beweisbar verschieden zu sein, oder mit anderen Worten: auf Grund unseres Dünnschliffmateriales ist eine derartige Gliederung, bei sonst ähnlichen Einzelerscheinungen, wie sie *Drescher-Kaden* beschrieben hat, nicht durchführbar. Wenn einige Male im sogenannten Myrmekit II weniger Myrmekitquarz auftritt (so z. B.

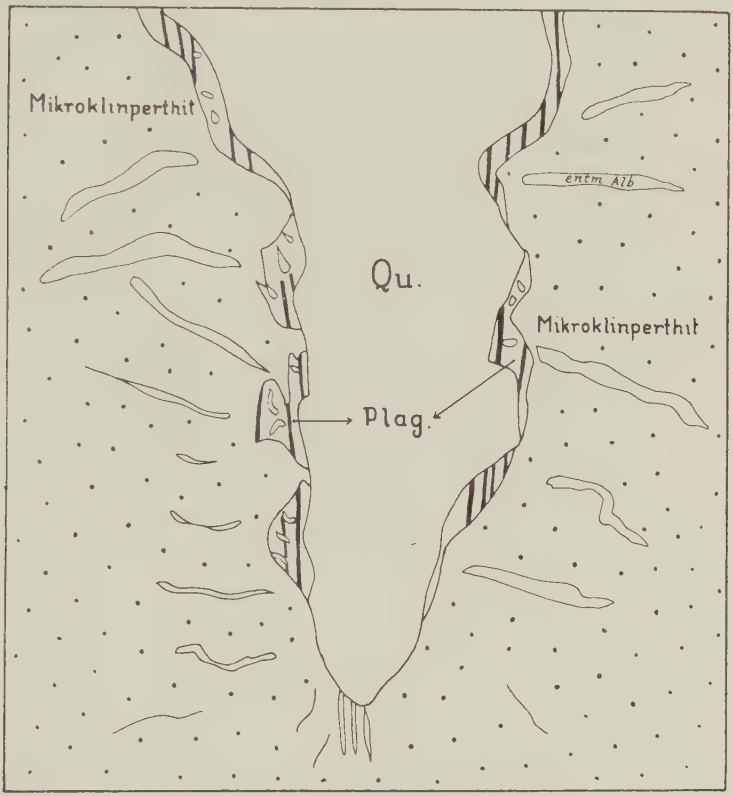


Abb. 15. Intergranular zwischen Mikroklin und Quarz abgesetzter Plagioklas hat z. Teil zu Myrmekitbildung geführt. Muskovit-Granat-Sillimanit-Pegmatit, Verbano. Schliff A18.

Abb. 15 oder 16) als im Myrmekit I, beruht dies darauf, daß die später in die Risse des Kaliumfeldspates oder intergranular zwischen Kaliumfeldspatkristallen oder zwischen Kaliumfeldspat und einer anderen Mineralart eingedrungenen Lösungen, aus denen auch der Plagioklas des Myrmekites II entstanden ist, nicht in so großen Mengen vorhanden waren, um größere Massen des Kalifeldspates zu verdrängen und viel SiO_2 für die Myrmekitbildung frei zu machen.

Die Myrmekitbildung im weitesten Sinne ist bei den Pegmatiten des Tessins sehr verbreitet. Wir wollen einige Beispiele besprechen, und zwar beginnen wir mit den einfachsten Formen des sogenannten Myrmekites II.

In den Abb. 15 und 16 zeigt sich in der Mitte ein großer Quarzkristall, umgeben von einem großen Perthit. Intergranular zwischen

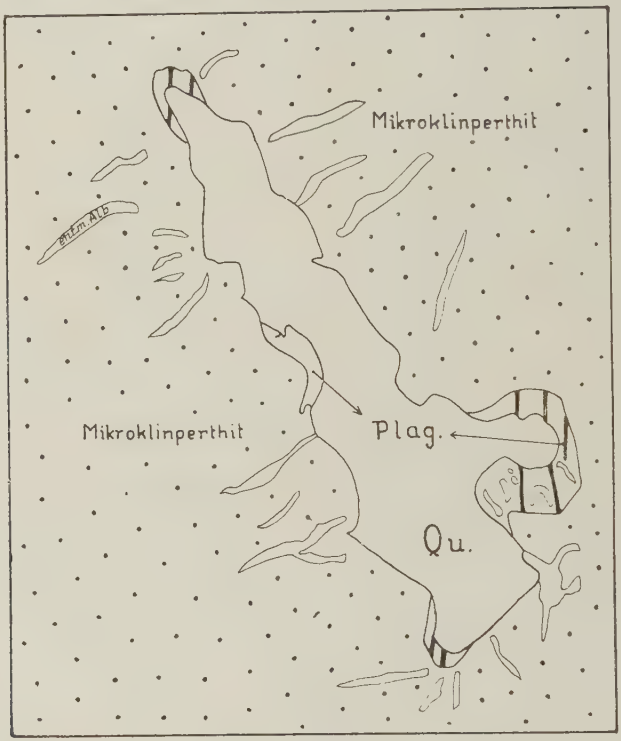


Abb. 16. Der unter den gleichen Bedingungen gebildete Plagioklas wie in der Abb. 15, hat zum Teil (rechts!) Anlaß zur Myrmekitbildung gegeben. Muskovit-Granat-Sillimanitpegmatit, Verbano. Schliff A1β.

Quarz und Perthit ist Plagioklas abgesetzt worden, der natürlich später zwischen die beiden Kornarten eingedrungen ist. Die Lösungen haben den Mikroklin in beschränkten Mengen verdrängt und der Plagioklas ist zum Teil myrmekitisch.

Ein weiteres Beispiel ist in der Abb. 17 dargestellt. Von Plagioklasen, die längs eines Spaltrisses in Kaliumfeldspat eingedrungen sind, wurden einige Partien mit ruhigen Konturen herausgegriffen, von denen eine rosenartige Myrmekitbildung zeigt. Die vorkommende rosenartige Form ist die Folge eines ruhigen Wachstums auf

Kosten des Kaliumfeldspates. Es handelt sich hier wieder um den sogenannten Myrmekit II.

Die Abb. 18, wie auch die nächste Abb. 19 betrifft den sogenannten Myrmekit I. In der Abb. 18 sieht man Myrmekit-Plagioklase, mit einer sehr starken Verdrängung des Kaliumfeldspates. Im Inneren des Plagioklases sind zahlreiche Reste von Kaliumfeldspat zurückgeblieben, die die gleiche Orientierung untereinander und mit dem im Kontakt mit dem Plagioklas befindlichen Kalium-

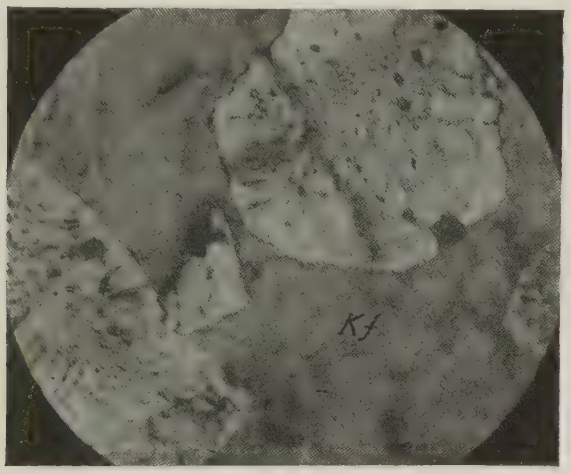


Abb. 17. Plagioklas mit ruhigen Konturen, welcher in einen Kaliumfeldspatkristall eindrang unter Myrmekitbildung. Mikroklinperthit, Palagnedra. Schliff B33. Nicols +. × 100.

feldspat aufweisen. Diese Reste stammen von dem gleich orientierten großen Kaliumfeldspatkristall und es besteht kein Zweifel, daß der Angreifer die Plagioklassubstanz war, die Verdrängung somit auf Kosten des Kaliumfeldspates stattgefunden hat. Das ausgeschiedene SiO_2 ist als Myrmekitquarz abgesetzt worden. Neben dem Kaliumfeldspat ist auch der Muskovit angegriffen und teilweise korrodiert; hiebei ist Myrmekitquarz auch im Muskovit abgesetzt worden.

Abb. 19 zeigt schließlich einen großen Plagioklas mit vielen Relikten eines Kaliumfeldspates und mit Myrmekitquarzstengeln. Die im Plagioklas eingeschlossenen K-Feldspatreste zeigen zum Teil Spuren entmischten Albites und haben die gleiche Orientierung mit einem am Rand befindlichen großen Kaliumfeldspatkristall. Auch in diesem Fall ist die Verdrängung des Kaliumfeldspates mit Myrmekitbildung verbunden.

Die oben erwähnten Beispiele scheinen uns klar zu zeigen, daß der Myrmekit auf Kosten des Kaliumfeldspates gebildet worden

ist. Ein weiter kristallisierender Plagioklas hat den K-Feldspat angegriffen und das aus dieser Verdrängung übrig gebliebene SiO_2 blieb im Plagioklas in Form wurmähnlicher Stengel zurück. Neu ausgeschiedener Quarz kann manchmal intergranular zwischen Pla-

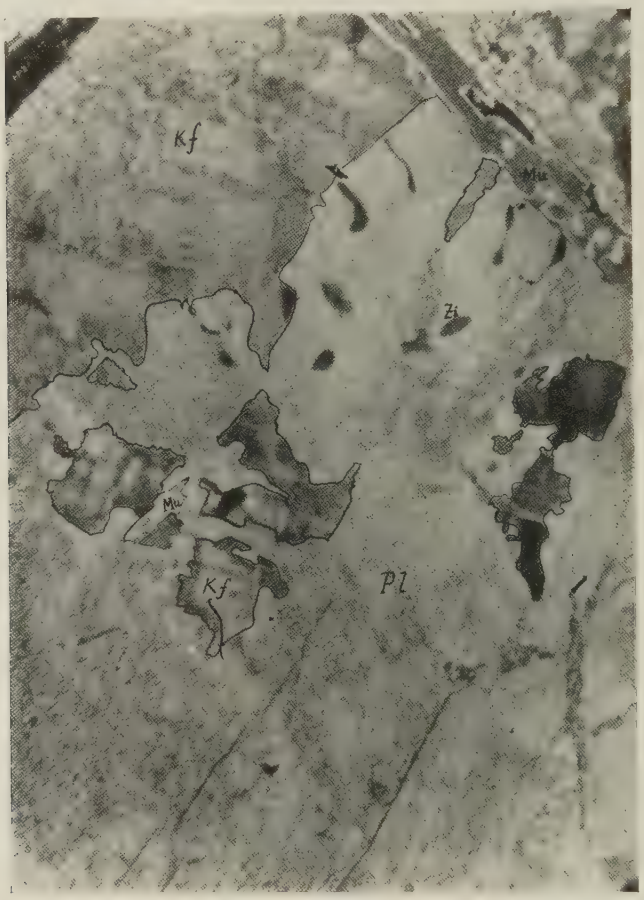


Abb. 18. Reste des verdrängten Kaliumfeldspates (am Rand) befinden sich auch noch im Plagioklas; gleichzeitig ist Myrmekitquarz (schwarze Stengel in der Nähe des Kaliumfeldspates und des großen Muskovites) und sogar im Muskovit selbst ausgeschieden worden. Schliff A_{63}. Nicols +. × 82.

gioklas-Glimmer liegen oder sogar den Spaltflächen eines Muskovites folgen (Abb. 20). Nun ist allerdings hinzuzufügen, daß Fälle beobachtet wurden, bei denen Myrmekit (Quarz-Plagioklas-Symplektit) in keinem Kontakt mit K-Feldspat war. Die Schnitte waren ziemlich groß, so daß es wenig wahrscheinlich ist, daß der Schliff gerade die äußersten Partien eines Myrmekites von dem darüber- oder dar-

unterliegenden K-Feldspat abgetrennt hat. In diesem Falle ist wohl anzunehmen, daß ursprünglich vorhandener K-Feldspat ganz vom Plagioklas verdrängt wurde, so daß heute unangegriffene Teile des ursprünglichen Kristalles nicht mehr sichtbar sind.

Wir haben somit keine Veranlassung, zwischen Myrmekit I und II zu unterscheiden, weil sich ja in beiden Fällen der gleiche Vorgang (die Verdrängung des Kaliumfeldspates und Myrmekitisierung des Plagioklases) abgespielt hat. Der Unterschied kann nur darin be-

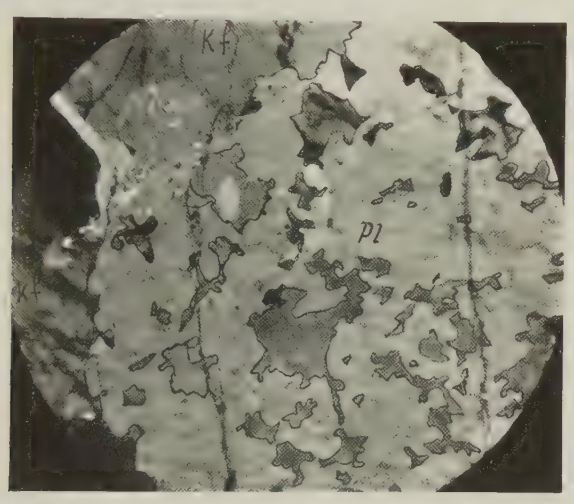


Abb. 19. Reste verdrängten Kaliumfeldspates im Plagioklas und Myrmekitquarz-Ausscheidung. Schliff B_1. Nicols +. × 28.

stehen, daß im Falle des sogenannten Myrmekits II der Plagioklas in einer etwas späteren Phase der allgemeinen Kristallisation gebildet wurde durch Lösungen, die in Spaltrisse, an Intergranularen usw. eindrangen. Der Myrmekit I wurde in einem früheren Stadium der Kristallisation des Magmas gebildet, in der deutlich magmatischen Phase. In unseren Beispielen ist der Myrmekit I vom Myrmekit II durch die letzte normale Quarzkristallisation getrennt; es ist aber nicht ausgeschlossen, daß der Myrmekit II auch früher gebildet werden kann, in einer Zwischenzeit der Bildung des Myrmekits I und der normalen Quarzkristallisation.

Damit sollen die von *R. Kern* beobachteten Phänomene einer nachträglichen Wiederauflösung vom Myrmekit unter Kaliumfeldspatbildung keineswegs in Abrede gestellt werden. Aber sie setzen den früher gebildeten Myrmekit voraus und finden sich nur zur Seltenheit in eigentlichen Pegmatiten.

Um die erläuterte Hypothese der Myrmekitbildung weiter zu prüfen, haben wir zu bestimmen versucht, ob die Orientierung der optischen Achsen der Myrmekitquarzstengel in engerer Abhängigkeit vom Gitter des Plagioklaswirtes oder des Kaliumfeldspates steht, und ob sich auch die Orientierung der myrmekitischen Plagioklase in einer Beziehung mit dem angrenzenden Kaliumfeldspat befindet.

Abb. 20. Myrmekitquarz ist zum Teil im Muskovit in Bevorzugung längs Spaltflächen abgesetzt worden. SiO_2-Substanz ist also offenbar gewandert und die Lösungen vermochten auch den Muskovit teilweise zu verdrängen. Schliff Γ_3. Nicols +. × 108.

Wir geben hier ein Beispiel (Abb. 21). Ein großer Kaliumfeldspatkristall ist sehr stark von Plagioklasen verdrängt und zwei von ihnen scheinen sogar im K-Feldspat eingeschlossen zu sein. Der Myrmekit gehört dem sogenannten Myrmekit I (normaler Myrmekit) an. Die Plagioklase, deren Zusammensetzung durch die Prozentzahl des An-Gehaltes angegeben sind, besitzen im Mittel den gleichen An-Gehalt wie der Plagioklas des Grundgewebes und zeigen eine Verzwillingung nach dem Albitgesetz sowie die Spaltbarkeit (010) oder (001).

Reste des korrodierten Kaliumfeldspates, mit der gleichen Orientierung wie der große Kristall, sind in Plagioklaskristallen oder an ihren Grenzen zu finden. Nur zwei kleine Stücke von Kaliumfeldspat, rechts unten am Plagioklas Nr. 12, sind anders orientiert als der große Kri-

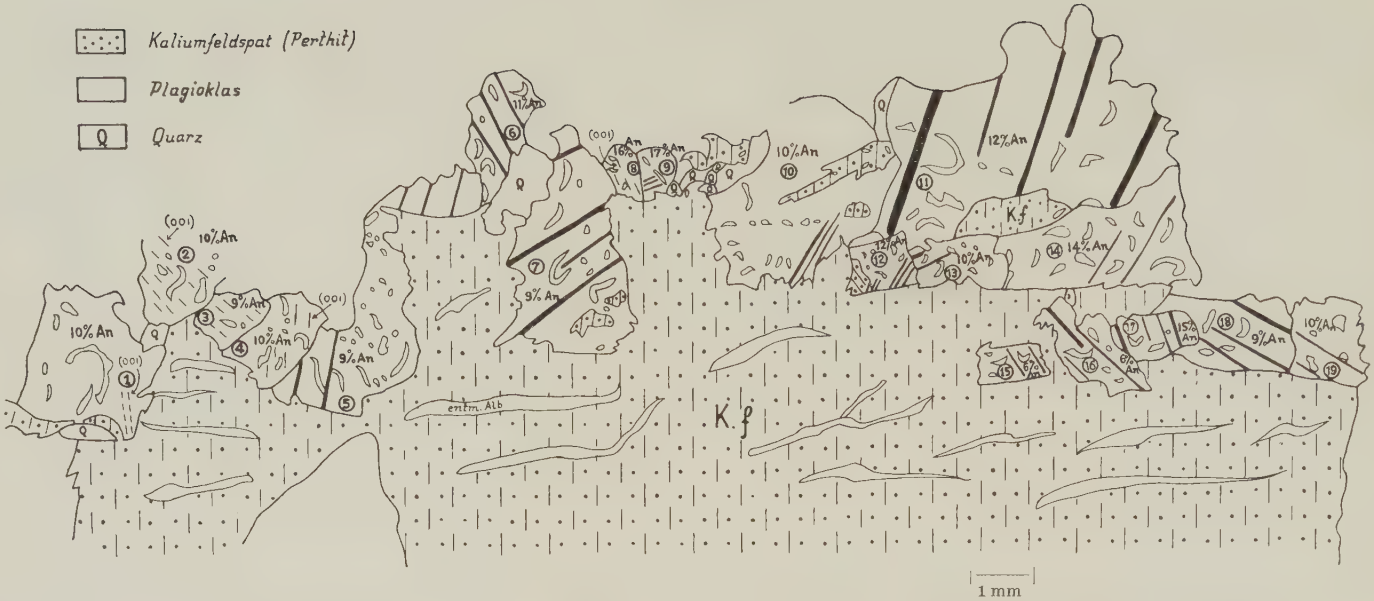


Abb. 21. Großer K-Feldspatkristall mit myrmekitischen Plagioklasen. Schliff A_6c. Die Projektion der (010)-Ebenen der Plagioklase im Bezug auf das Kaliumfeldspatkristallgitter wird in der Abb. 22 dargestellt. Die Lage der c-Achsen der Myrmekitquarzstengel, bezogen auf das Plagioklasgitter, wird in der Abb. 23 gegeben. Die Abb. 24 zeigt die Projektion der c-Achsen der Myrmekitquarzstengel im Bezug auf den Kaliumfeldspat.

stall, dem sie deshalb nicht angehören. Die Plagioklase sind in der Abb. 21 mit ihrer azimutalen Stellung gegenüber dem Kaliumfeldspat wiedergegeben. Mit dem U-Tisch wurden die Spaltbarkeiten bzw. die Verwachsungsebenen der Zwillingslamellen der Plagioklase, die Spaltbarkeit des Kaliumfeldspates sowie die optischen Achsen der Myrmekitquarzstengel gemessen und nachher in stereographische Projektionen übertragen. Für die Abb. 22, welche die Orientierung der (010)-Fläche der Plagioklase gegenüber dem Kaliumfeldspat darstellt,

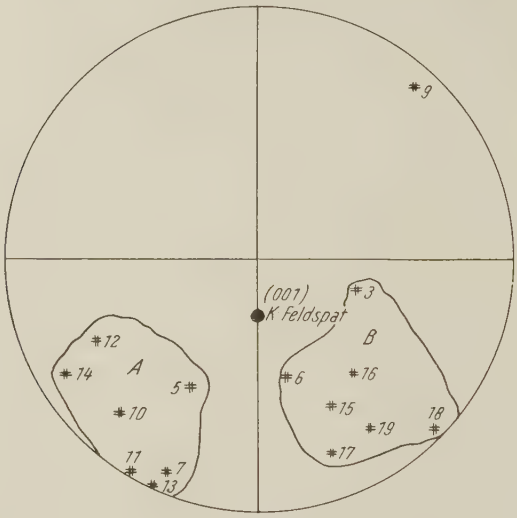


Abb. 22. Projektion der (010)-Ebenen der Plagioklase aus Abb. 21, bezogen auf das Gitter des Kaliumfeldspates. Schliff A_6c.

wurde die Projektion derart transformiert, daß die c-Achse des Kaliumfeldspates im Zentrum liegt (übliche Aufstellung). Wie aus dieser Projektion zu ersehen ist, zeigen die Pole der (010)-Ebene der myrmekitischen Plagioklase eine mehr oder weniger ausgeprägte Regelung gegenüber dem Kaliumfeldspat in zwei Feldern A und B.

Es zeigt sich eine gewisse Streuung, aber die (010)-Pole, mit Ausnahme des Poles 9, gruppieren sich in den mit ausgezogener Linie bezeichneten zwei Feldern A und B. Diese Felder sind mehr oder weniger symmetrisch zum senkrechten Durchmesser der Zone [010] des Kaliumfeldspates orientiert. Dadurch zeigt sich eine Tendenz zur Anordnung der (010)-Flächen der Plagioklase in zwei symmetrisch zur (001)-Fläche des K-Feldspates liegenden Richtungen. Ich kann mir kaum vorstellen, daß die Plagioklase diese, wenn auch nicht ausgezeichnete, so doch unverkennbare Regelung der (010)-Pole einem zufälligen Wachstum verdanken. Diese Einregelung ist jedoch bei

höherem Alter des Kaliumfeldspates verständlich, da ja ein schon vorhandenes Gitter regelnd auf die später eingebauten und auf Kosten des K-Feldspates sich ausbreitenden Plagioklaskristalle einwirken kann. Noch ausgeprägter gilt dies für die Myrmekitquarze jedes Plagioklaskristalles, die gleich oder mit einer kleinen Abweichung gegenüber dem Plagioklaswirt orientiert sind. Alle Myrmekitquarzstengel eines Plagioklases wiesen die gleiche oder fast die gleiche Orientierung ihrer c-Achsen auf, ausgenommen die Quarzstengel der

Abb. 23. Projektion der c-Achsen der Myrmekitquarzstengel aus Abb. 21, bezogen auf das Plagioklasgitter. Schliff A_8^c.

Plagioklase Nr. 11, 14 und 19. So ist wieder der Schluß zu ziehen, daß der Plagioklas einen Einfluß auf den fast gleichzeitig eingebauten Quarz ausgeübt hat. Nur steht diese Regelung des Myrmekitquarzes gegenüber dem umschließenden Plagioklas in geringerer Abhängigkeit von dem Gitter des letzteren, d. h. die c-Achsen der in einem Plagioklas befindlichen Quarzstengel zeigen die gleiche oder fast die gleiche Orientierung, aber diese Orientierung steht nur in schwacher Abhängigkeit von den individuellen Orientierungen der Plagioklase. Beziehen wir die c-Achsen der Quarzstengel der Myrmekite aller Plagioklase auf den als fest betrachteten Plagioklas mit (010) und (001) in üblicher Aufstellung (c ins Zentrum), so erhalten wir die Projektion der Abb. 23. Auf die Gesamtheit der Plagioklasindividuen bezogen zeigen die c-Quarzachsen nur eine schwache Regelung.

Betrachten wir jetzt aber die Abb. 24, in der die c-Achsen der Myrmekitquarze in bezug auf das Gitter des Kaliumfeldspates projiziert

wurden, so sehen wir, daß die optischen Achsen der Myrmekitquarzstengel besser geregelt erscheinen, und zwar sogar besser als die (010)-Fläche der Plagioklase, da ja dort zwei Hauptfelder der Regelung auftreten. Man erwartet natürlich, daß nachdem die Plagioklase eine Regelung gegenüber dem Kaliumfeldspat aufweisen und die Myrmekitquarze wieder eine nicht verkennbare Regelung gegenüber dem Plagioklasgitter besitzen, daß auch die Quarzstengel gegenüber dem Kaliumfeldspat geregelt sind. Aber es ist eigenartig, daß die Einrege-

Abb. 24. Projektion der c-Achsen der Myrmekitquarzstengel aus der Abb. 21, bezogen auf das Kaliumfeldspatgitter. Schliff A_6c.

lung der c-Myrmekitquarzachsen gegenüber dem K-Feldspat besser ist und einfachere Verhältnisse aufweist als gegenüber dem Plagioklasgitter. Das Wachstum und die Entwicklung des Myrmekitquarzes findet ja im Plagioklaskristall statt und das Plagioklasgitter ist immer in unmittelbarerer Berührung mit den Quarzstengeln als das Kaliumfeldspatgitter. In bezug auf den angegriffenen Kaliumfeldspat müssen somit offenbar der Plagioklas und die darin eingebauten Myrmekitquarze als Ganzes betrachtet werden, und solange beide auf Kosten des Kaliumfeldspates wuchsen bzw. entstanden sind, ist auch vorstellbar, daß der ursprüngliche Kaliumfeldspat richtend auf das Wachstum beider wirken konnte. Wie sich dies im einzelnen abgespielt hat, soll hier nicht näher untersucht werden, da verschiedene Möglichkeiten diskutiert werden müßten. Sicher ist, daß in Abhängigkeit von den besonderen Umständen der Regelungsgrad ein verschiedener sein kann. Am günstigsten wird der Fall sein, wenn der

ursprüngliche Kaliumfeldspatkristall groß ist und die verdrängenden Plagioklase geringes Volumen besitzen, aber relativ tief in den ersteren eindringen. Auf alle Fälle scheinen uns die beobachteten Phänomene einer teilweisen Regelung von Plagioklas und Myrmekitquarz in bezug auf die Kaliumfeldspatorientierung zu bestätigen, was bereits aus den übrigen Erscheinungen geschlossen wurde, daß die Myrmekite der untersuchten Tessiner Pegmatite bei der Verdrängung der Kaliumfeldspatsubstanz durch Plagioklas entstanden sind.

II. Die übrigen und seltenen Bestandteile der Pegmatite.

1. Die übrigen Bestandteile.

Neben den Feldspäten, dem Quarz, den gewöhnlichen, in den Eruptivgesteinen auftretenden Akzessorien sowie einigen Erzen (Pyrit, Molybdänglanz, Chalcopyrit, Bornit, Magnetit, Ilmenit usw.), findet man unter den übrigen Gemengteilen vorwiegend Muskovit, dann Biotit oder beide zusammen. Eine Ausnahme machte eine Probe mit Hornblende, die in der Deponie am Fenster des Druckstollens von Verbano gefunden worden ist. Trotz allem Suchen konnten wir das Anstehende nicht finden. Die Hornblende war chloritisiert, aber die faserige bis langstengelige Ausbildung ihrer Kristalle war schon mit bloßem Auge sichtbar.

Der *Muskovit* kommt oft in einer großblättrigen, manchmal paketförmigen Ausbildung vor. Mit dem U-Tisch ausgeführte Messungen haben Werte für 2 V zwischen 40^0 und 47^0 ergeben.

Der *Biotit* weist die gleiche Ausbildung der Kristalle wie der Muskovit auf. Im Kontakt mit den Gneisen und Biotitschiefern (Ruschelzone), nimmt die Größe der Blätter zu, wie dies ja auch bei den Injektionen oft der Fall ist. Diese grobblättrigen Biotitlagen, die den Pegmatit umhüllen, wurden durch die Wirkung der Mineralisatoren auf das Nebengestein verursacht. Der Biotit ist manchmal in Chlorit und Epidot umgewandelt worden.

Der *Granat* mit einer Farbe zwischen braunrot und braunrosa ist ein häufiges Mineral der Tessiner Pegmatite. Im Hauptgebiet der Injektion Verbano-Corcapolo-Palagnedra ist er überall verbreitet, manchmal in gut ausgebildeten Kristallen.

In der Variation des *Spessartines* wurde der Granat schon von *de Quervain* (Brissago) und *Mittelholzer* (Bellinzona) bestimmt. Es gibt aber auch Granate, die unter der Mitwirkung der Bestandteile des Nebengesteines gebildet wurden. Dann scheint mir der *Almandin* sehr häufig zu sein. Die Lichtbrechung einzelner dieser Granate ist nämlich $n \sim 1{,}81$, was auf Almandin hindeutet. Einige braunrote Granate aus dem Gebiet von Ponte Brolla haben dagegen $n = 1{,}804$, was

Mn-Granatbeimengung wahrscheinlich macht; sie gehen somit in Spessartin über. Für die Lichtbrechung wurde die Immersionsmethode gebraucht, wobei die Bestimmung der Immersionsmedien mit der Methode der Minimalablenkung auf dem Reflexionsgoniometer bestimmt wurde. Prof. Dr. *R. L. Parker,* der die Bestimmung der Lichtbrechung der Immersionsflüssigkeiten kontrolliert hat, sei auch an dieser Stelle herzlich gedankt. Die zuletzt erwähnten Granate aus Ponte Brolla befinden sich in den Pegmatiten und scheinen keine Beziehung mit Assimilationsphänomenen zu haben.

Der *Sillimanit* kommt als Neben- bis Übergemengteil in den Pegmatiten von Verbano und selten auch in den Pegmatiten von Brissago vor. Er zeigt die gewöhnliche faserige bis feinstengelige Ausbildung, in manchmal besen- oder garbenartiger Aggregation. Der Sillimanit befindet sich auch als Einschluß im Glimmer und in den Feldspäten, so daß mit einer früheren Ausscheidung des Sillimanites zu rechnen ist. Diese frühere Ausscheidung und das Fehlen von spezifischen Kontakterscheinungen mit dem Nebengestein (Gneis, Glimmerschiefer) bei den von mir untersuchten sillimanitführenden pegmatitischen Adern weist darauf hin, daß es sich entweder um tiefer gelegene Assimilationsvorgänge des Magmas handelt oder um einen Tonerdeüberschuß primär-magmatischer Herkunft. Die erste Hypothese scheint mir am wahrscheinlichsten, denn der Sillimanit fehlt in den Pegmatiten der benachbarten Gebiete (Corcapolo, Ponte Brolla usw.) und ist auf Pegmatite der aus sehr Al-reichen Gesteinen sich zusammensetzenden Kinzigitzone beschränkt. Bei den Sillimanit aufweisenden Pegmatiten ist im Vergleich mit den anderen Pegmatiten kein nennenswerter Unterschied in bezug auf die Basizität der Plagioklase zu finden, so daß das assimilierte Al-reiche Material vermutlich gleichzeitig calciumarm gewesen war.

Verbano und Brissago befinden sich in der Kinzigitzone, in der solche Gesteine häufig sind.

Das Vorhandensein von Sillimanit, Disthen und Andalusit ist schon von früheren Untersuchungen über Pegmatitvorkommen vom Bergell, Veltlin, Castione usw. bekannt (22, 54). Hier hat man zum Teil einen primär-magmatischen Tonerdeüberschuß angenommen.

Apatit und *Zirkon* treten oft als akzessorische Übergemengteile auf.

Apatit ist als Nebengemengteil, manchmal aber auch als Übergemengteil (Verbano) gefunden worden. Er kann in ziemlich großen Kristallen beobachtet werden. Die Kristalle sind oft nach der c-Achse gestreckt und zeigen manchmal eine unvollkommene Spaltbarkeit nach dem Prisma und seltener eine undeutliche Absonderung nach der Basis. Leider ist es nicht gelungen, Apatitkristalle zu trennen,

um die Lichtbrechung zu bestimmen. Die Doppelbrechung ($\varepsilon - \omega$) beträgt $-0{,}00319$ (Verbano) und wurde aus dem Gangunterschied (Kompensator nach *Berek*) bestimmt, wobei die Dicke aus der Doppelbrechung des Quarzes ermittelt werden konnte.

Zirkon findet sich in den Pegmatiten ebenfalls nicht nur in kleinen prismatischen Formen wie in den gewöhnlichen Gesteinen. Oft ist der Zirkon größerer Kristalle im Dünnschliff farblos oder mit einem bräunlichen oder gelblichen Farbton. Die Spaltbarkeit nach (110) ist deutlich bis vollkommen. Das Mineral ist manchmal optisch schwach zweiachsig, wie es auch in anderen Fällen notiert wurde (*Winchell*). Für einige Zirkone von Verbano wurde die Doppelbrechung ($n_\gamma - n_\alpha$) in gleicher Weise wie beim Apatit gemessen; sie liegt um $+ 0{,}0644$; bei Schnitten aber, die teilweise zersetzt sind, sinkt ($n_\gamma - n_\alpha$) bis auf $+ 0{,}0389$ herab.

Der *Turmalin* findet sich in vielen Pegmatitvorkommen, in zum Teil recht großen Kristallen. Der Pleochroismus ist immer vorhanden, und zwar ist besonders vertreten:

$\varepsilon = n_\alpha$ blaßgelblich bis blaßrötlichviolett
$\omega = n_\gamma$ gelblichgrün bis grünblau.

Manchmal tritt eine schriftgranitische Verwachsung zwischen Turmalin und Quarz auf, die bereits von anderen Forschern in Tessiner Pegmatiten beobachtet wurde (63).

2. Die seltenen Mineralien.

Dumortierit wurde in den Sillimanitpegmatiten von Verbano gefunden. Er ist von mir nur in wenigen Kristallen aufgefunden worden, von denen sich wiederum ein Teil als Einschlüsse im Glimmer befinden, was auf eine relativ frühe Ausscheidung des Dumortierites hindeutet. Dumortierit ist stengelig nach der c-Achse; eine Spaltbarkeit parallel der c-Achse und eine Absonderung senkrecht dazu lassen sich feststellen. Sehr charakteristische Merkmale sind: starke Dispersion mit $\upsilon \gg \rho$ und sehr starker Pleochroismus mit

n_α blauviolett
n_β farblos bis schwach gelblich.
n_γ farblos bis schwach gelblich.

Der optische Charakter ist negativ mit $2\,V_\alpha = 32^0$ (U-Tisch) und n_α parallel der c-Achse. Es war nicht möglich, die Lichtbrechung zu bestimmen, da nur in einem Schliff wenige Exemplare des Minerals zu sehen waren und eine Herauspräparierung ausgeschlossen war. Immerhin scheint die mittlere Lichtbrechung nicht weniger als 1,65 zu sein. Die Doppelbrechung $n_\gamma - n_\alpha$ ist 0,01306. Zur Seltenheit zeigt sich eine Umwandlung in Sericit.

Das Auftreten von Dumortierit in schweizerischen Pegmatiten ist auch von früheren Forschungen her bekannt. So z. B. haben *E. Hugi* und *H. Hirschi* (37) Dumortierit mit Turmalin und Granat in den Pegmatiten des Bergells in den südlichen Schweizeralpen gefunden mit $2\,V_\alpha = 30^0$. *Mittelholzer* (54) erwähnt ein Vorkommen von Dumortierit zusammen mit Disthen in den Pegmatiten von Castione, wobei Dumortierit $2\,V_\alpha = 38^0$ besitzt. Der Pleochroismus war in diesem Fall

n_α tief rotviolett
n_β blaurosa
n_γ farblos.

Beryll. Dieses Mineral wurde in den Pegmatiten von Ponte Brolla und Maggiatal gefunden. Es ist aber auch aus anderen Pegmatitvorkommen bekannt. Unser Beryll hat eine grüne bis grünblaue Farbe, zeigt aber auch seltener hellere Farbe. Gut ausgebildete Kristalle sind spärlich.

Anhangsweise seien auch die von *F. de Quervain* in den Pegmatiten von Brissago gefundene *Uranpechblende* und die *Fe-Mn-Phosphate* erwähnt, über die man Näheres in der Originalarbeit finden kann.

III. Zusammenfassung, Einteilung der Pegmatite und Diskussion über ihre Entstehung.

Im folgenden sei kurz erwähnt, wie sich die Autoren, die sich mit den Tessiner Pegmatiten beschäftigten, über die Gliederung bzw. die Entstehung dieser Gesteine äußerten.

De Quervain (63) beschreibt von Brissago nur Albitpegmatite, in denen selten Mikroklin vorkommt und dies in sehr kleinen Mengen (Verdrängung durch Albit).

Urban (84) unterschied — wie früher erwähnt — in der Umgebung von Bellinzona eine granit-aplitische und eine quarzdioritische Injektion. Dazu bemerkt *Mittelholzer* (54), daß die als quarzdioritisch bezeichneten Injektionen ursprünglich auch granitpegmatitisch gewesen sein können, sofern eine mehr oder weniger starke Stoffaufnahme stattgefunden habe.

Mittelholzer (54, S. 92) unterscheidet zwei extreme Typen, 1. Mikroklinpegmatite, wobei außer dem Mikroklin $\frac{1}{1}$ saurer Plagioklas vorhanden ist, und 2. Albitpegmatite, bei denen neben dem Albit $\frac{1}{1}$ Mikroklin anzutreffen ist. In beiden Fällen findet man neben den Feldspäten und Quarz auch Granat, Turmalin, Muskovit und Biotit (von seltenen Mineralien abgesehen). Dem ersten Typus gehören die Pegmatite der Zone von Bellinzona und dem zweiten der große Pegmatit von Gordola-Ponte della Torretta an. *Mittelholzer* schreibt

aber weiter: „Beide Gruppen (Albit- und Mikroklin-Pegmatite) sind durch zahlreiche Übergänge, oft sogar in einem Gang, miteinander verbunden" (54, S. 93).

Kern (43) konnte im Centovalli und Pedemonte Kaliumfeldspatpegmatite mit untergeordneten Mengen von saurem Plagioklas (0 bis 15% An) und Plagioklaspegmatite ohne Kaliumfeldspat und mit Plagioklas zwischen 15 und 45% An (vorwiegend aber mit Oligoklas) unterscheiden.

Walter (86) hat beiläufig die Pegmatite von Verbano-Ivrea untersucht und meint, daß die grobkörnigen Pegmatite der Kinzigitzone mit den Albitpegmatiten von *Mittelholzer* aus der Zone von Bellinzona zusammengehören. Bei den feinkörnigen der gleichen Zone kann er nicht entscheiden, ob sie den Mikroklinpegmatiten der Zone von Bellinzona oder den alten, präalpinen Pegmatiten zugezählt werden müssen. In der Ivrea-Zone findet er in den basischen Augit- und Hornblendegesteinen Plagioklaspegmatite, deren Plagioklas ähnlichen An-Gehalt aufweist wie der An-Gehalt der Plagioklase der Nebengesteine. *Walter* betrachtet diese Pegmatite — mindestens zum Teil — eher als Restlösungen der basischen Magmen, er vermutet aber, daß auch andere Pegmatite auftreten, die mit denen der Kinzigitzone verwandt sind. In der Zone von Arcegno erwähnt der gleiche Autor Pegmatite mit Mikroklin und saurem Plagioklas, Muskovit, Granat, spärlichem Biotit oder Chlorit und selten Turmalin.

Kündig (46) hat neben normalen Pegmatiten mit Beryll und Turmalin auch *Plagioklas-Turmalinpegmatite* beschrieben, die zur Eklogit-Amphibolitfacies der Ophiolithe des Passo di Sanano gehören.

Nach unseren Untersuchungen läßt die Zusammensetzung der Feldspäte die Pegmatite des speziellen Untersuchungsgebietes in drei Gruppen einteilen.

1. Pegmatite mit Kaliumfeldspat und Albit bis Oligoklas (0 bis 15% An und seltener bis 20% An).

2. Pegmatite mit Kaliumfeldspat und Oligoklas bis Andesin (20 bis 34% An).

3. Plagioklaspegmatite mit basischem Oligoklas bis Andesin (22 bis 35% An) und sehr spärlichem oder fehlendem Kaliumfeldspatgehalt.

Am häufigsten trafen wir die erste Gruppe an, dann der Reihe nach die zweite und dritte. Die letzte Kategorie ist relativ selten. Es ist aber zu bemerken, daß die ersten zwei Gruppen nicht streng voneinander getrennt werden können, weil dazwischen Übergänge existieren. Im weiteren sind Fälle beobachtet worden, bei denen der

Kaliumfeldspat gegenüber dem Plagioklas sehr stark überwiegt neben anderen mit umgekehrten Mengenverhältnissen. Beide Varianten können sogar im gleichen Gang vorkommen. Dies beruht wohl auf der Tatsache, daß die Pegmatitlösungen sehr kalireich waren, so daß mit beginnender Kristallisation zuerst Kaliumfeldspat ausgeschieden und manchmal in beträchtlichen Mengen angehäuft wurde. Die Restlösungen wurden dadurch an Na_2O angereichert und die einsetzende Kristallisation von Plagioklas hatte zur Folge, daß der letztere den Kaliumfeldspat verdrängte oder ihn quantitativ zu überwiegen vermochte. Die Verdrängung des Kaliumfeldspates ist ein sehr verbreitetes Phänomen. Fast alle Pegmatite lassen dieses Phänomen erkennen und Fälle einer sehr starken Verdrängung sind nicht selten. Die Plagioklaspegmatite selbst bewahren oft noch sehr spärliche Reste von Kaliumfeldspat, die dann als Zeugen einer allzu starken, auch hier vorhanden gewesenen Verdrängung dieses Minerals durch Plagioklas anzusehen sind.

So gehören die Albitpegmatite *de Quervains*, die Mikroklinpegmatite und Albitpegmatite *Mittelholzers* und die Kaliumfeldspatpegmatite sowie die sauren Glieder der Plagioklaspegmatite *Kerns* meiner ersten oder zweiten Gruppe, vielleicht ein und derselben Differentiationsfolge an, mit zunehmendem Na-Gehalt in den Spätphasen. Nebenher sei gesagt, daß bei Brissago auch Pegmatite gefunden wurden, die neben Albitoligoklas Kaliumfeldspat führen.

Mittelholzers Mikroklinpegmatite und *Kerns* Kaliumfeldspatpegmatite lassen sich meiner ersten Gruppe einordnen. Die Plagioklaspegmatite von *Kern* müssen schließlich in unsere dritte Gruppe fallen. Die sauren Glieder der Plagioklaspegmatite gehören den extremen Typen meiner zweiten Gruppe an und bilden den Übergang zur dritten.

Der Grund, daß ich diese Klassifikation vorziehe, liegt in einer engen Beziehung der Entstehungsart der ersten zwei Gruppen, die meiner Meinung nach durch eine allmähliche Differentiation der pegmatitischen Restlösungen auseinander entstanden sind. Aus den oft großen Mengen des Kaliumfeldspates, aus der überall verbreiteten Verdrängung von seiten des Plagioklases her, muß man an einen ursprünglich erheblichen Gehalt von K_2O in den ältesten Restlösungen denken. Anderseits wurde schon erwähnt, daß für die ersten zwei Gruppen Übergänge von der einen in die andere Gruppe beobachtet wurden und daß auch das Verhältnis Kaliumfeldspat : : Plagioklas sogar im gleichen Gang sehr stark variieren kann. Analog hat auch *Mittelholzer* aus Bellinzona berichtet, daß zwischen seinen Mikroklinpegmatiten einerseits und Albitpegmatiten anderseits zahlreiche Übergänge, sogar in einem Gang, existieren können.

Von diesen Betrachtungen ausgehend, stelle ich mir die Entstehung der Pegmatite der ersten und der zweiten Gruppe folgendermaßen vor. Zu Beginn der Injektionen waren die Lösungen sehr kalireich. Es wurde zuerst Kaliumfeldspat ausgeschieden und nach bestimmter Zeit setzte auch die Kristallisation von Plagioklas ein, nachdem die Restlösungen an Na_2O ausgereichert worden waren. Die zuerst kristallisierten Plagioklase waren Oligoklase bis saure Andesine, und mit ihrer Ausscheidung begann auch die Verdrängung des Kaliumfeldspates. Nach der Kristallisation dieser Pegmatite, die bereits zur zweiten Gruppe gehören, ging in der Tiefe die Differentiation der Restlösungen weiter, so daß die neu ausgeschiedenen Plagioklase immer saurer wurden. Dann folgten Pegmatite mit saurem Oligoklas und die Gesteine gingen sukzessiv von der zweiten Gruppe in die erste Gruppe über. Der Prozeß ging nun in dieser Richtung weiter, bis auch die sauersten Glieder der ersten Gruppe entstanden waren, wobei als Plagioklas nur saurer Oligoklas und Albit ausgeschieden wurden. In den letzten Kristallisationsprodukten sind Albitpegmatite gebildet worden, bei denen der Kaliumfeldspat manchmal stark zurücktreten kann.

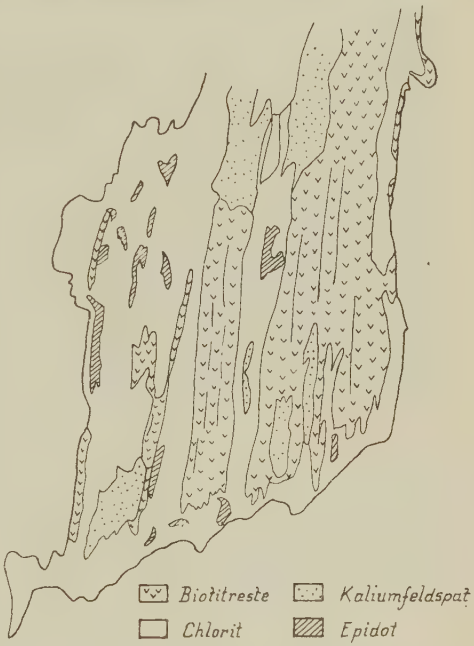


Abb. 25. Bildung von Kaliumfeldspat durch Umwandlung des Biotites. Schliff $\triangle_2$.

Mit der anschließenden pneumatolytisch-hydrothermalen Phase und der dabei stattfindenden Bildung von Beryll, Turmalin, Erzen, Quarzgängen usw., wie auch mit der Bildung von Chlorit, Kaliumfeldspat und Epidot aus Biotit und Sericit, Zeolith, Albit, Calcit, Epidot-Zoisit aus den Feldspäten, gehen die Injektionen zu Ende; natürlich fanden Intrusionen in verschiedenen Stadien statt, so daß Altersunterschiede zwischen den Adern vorhanden sein müssen.

Durch die Einwirkung der hydrothermalen Phase ist manchmal der Biotit im Pegmatit und im Nebengestein in Chlorit und Epidot, manchmal aber auch in Kaliumfeldspat umgewandelt. Ein solches

Beispiel stellt die Abb. 25 dar. Der ursprüngliche Biotit ist zum Teil in Chlorit, Epidot und Kaliumfeldspat umgewandelt worden.

Der sekundäre, aus Biotit gebildete Kaliumfeldspat ist Mikroklin und zeigt manchmal die für dieses Mineral charakteristische Gitterung und Auslöschungsschiefe auf (001). Der Achsenwinkel $2V_\alpha$ schwankt jedoch zwischen 50^0 und 68^0.

Fraglich bleibt noch die Genese der dritten Gruppe (Plagioklaspegmatite mit basischem Oligoklas bis Andesin und mit nur sehr spärlichen Resten von K-Feldspat). Die Altersbeziehungen konnten durch Gangkreuzungen nicht abgeklärt werden, doch finden sich in der Nähe dieser Pegmatite immer solche der ersten oder zweiten Gruppe. Auf Seite 234 wurde erwähnt, daß man ohne sicheren Beweis vermuten kann, daß diese Pegmatite oft etwas älter sind. Auch die Plagioklaspegmatite lassen hie und da Verdrängungsrelikte eines Kaliumfeldspates erkennen. Ist nun das Vorhandensein von nur kleinen Resten von Kaliumfeldspat ein Beweis dafür, daß dieser Feldspat ursprünglich nur in kleinen Mengen ausgeschieden wurde, oder wurde er eventuell unter Muskovitbildung so stark verdrängt, daß nur kleine Reste von ihm übrig zu bleiben vermochten? Die

Tab. 13. *Plagioklase und seltene Mineralien der*

	TESSIN				
	Accona (*Mittelholzer*)	Brissago (*de Quervain* u. Verfasser)	Corcapolo Collino	Onsernone	Maggiatal (Cevio-Riveo)
Plagioklas	5—15% An	Albit bis Oligoklas	11—34% An (Werte über 30% An selten)	Albitoligoklas	Oligoklas
Beryll					×
Disthen					
Dumortierit					
Granat		×	×		
Niobate u. Tantalate					
Orthit					
Phosphate (Fe-Mn)		×			
Sillimanit		×			
Turmalin		×		×	
Uran-Mineralien		×			

spärlichen Reste des Kaliumfeldspates sind in der Hauptsache im Kristallinnern der Plagioklase gefunden worden, seltener an den Grenzen zwischen den Plagioklaskristallen. Dies spricht zwar zugunsten einer sehr intensiven Verdrängung, doch ist der Plagioklas ziemlich basisch (22 bis 35%) und der Biotit überwiegt gegenüber dem Muskovit, so daß eine primäre Ausscheidung von Kaliumfeldspat in großen Mengen kaum anzunehmen ist. So scheint mir am wahrscheinlichsten, daß tatsächlich in diesen Pegmatiten der Kaliumfeldspat primär nicht in großen Mengen vorhanden war und gleichzeitig eine sehr intensive Verdrängung durch den Plagioklas erlitten hatte. Plagioklaspegmatite können auch mit basischen Magmenintrusionen in Beziehung stehen.

Vielleicht dürfen wir dieser Diskussion noch folgendes hinzufügen: Bei Verbano nämlich konnte in den Plagioklaspegmatiten nie Sillimanit gefunden werden, wie das für viele Pegmatitvorkommen der zwei ersten Gruppen dieses Distriktes der Fall ist. Entstammt die Sillimanitbildung (Seite 258) einem Assimilationsvorgang in der Tiefe, so könnte die Abwesenheit des Sillimanites in den Plagioklaspegmatiten entweder die Folge einer Abstammung aus

Tessiner Pegmatite (Zusammenfassung).

TESSIN					
Palagnedra	Ponte Brolla	Verbano	Verzascatal	Val-Cru Arbino *(Mittelholzer)*	Traversagna Schwyz Castione Osogna *(Mittelholzer, Cosasopra)*
5—22% An	10—18% An	10—34% An (Werte über 30% selten)	Albitoligoklas	Oligoklas	Oligoklas
	×			×	×
					×
		×			×
×	×	×		×	×
					×
					×
		×		× in Einschuß (Biotitgneis)	
	×	×		×	×

einem anderen Magmaherd sein oder bedeuten, daß die Pegmatite einer älteren Injektion vom gleichen Herd aus vor der Assimilation entstammen. Nun lassen die beschränkte Verbreitung dieser Kategorie von Pegmatiten und die manchmal festgestellte stärkere Verwitterung diese Möglichkeit einer älteren Injektion von einem gemeinsamen Magmaherd aus nicht unwahrscheinlich erscheinen.

IV. Vergleich der Tessiner Pegmatite miteinander und mit denjenigen des Bergells, von Olgiasca am Comersee und Valle Antrona und Ossola im Piemont.

Beim Vergleich der untersuchten Pegmatite des Tessins untereinander haben wir sowohl den An-Gehalt ihrer Plagioklase als auch die mehr oder weniger seltenen Bestandteile zu berücksichtigen. Über beide Erscheinungen gibt die Tab. 13 Auskunft, in der jedoch die gewöhnlichen Erze, der Zirkon, der Apatit und der Titanit nicht berücksichtigt wurden, weil sie vorwiegend in kleinen Mengen überall auftreten. Um den Vergleich mit den Pegmatiten der Bergells, des Gebietes von Olgiasca am Comersee und der Valle Antrona und Ossola im Piemont zu ermöglichen, wurde die Tab. 14 hinzugefügt.

Tab. 14. *Vergleich der Tessiner Pegmatite (Plagioklase und seltene Mineralien) mit denjenigen des Bergells, von Olgiasca am Comersee und Valle Antrona und Ossola im Piemont.*

	Tessin	Bergell (*Cornelius, Hugi* und *Hirschi*).	Olgiasca, Piona und Sommafiume (Dervio), Comersee, Italien. (*Repossi, Cornelius, Grill* etc.)	Valle Antrona, Ossola, Piemont, Italien. (*Capitani, Paglioni, Cossa, Struever* etc.)
Plagioklas	Albit u. Oligoklas selten Andesin	Albit u. Oligoklas.	Albit u. Oligoklas	Albit u. Oligoklas
Andalusit		×		
Beryll	×	×	×	×
Chrysoberyll		×	×	×
Disthen	×			
Dumortierit	×	×		
Granat	×	×	×	×
Niobate und Tantalate	×			×
Orthit	×	×		
Phosphate (Fe-Mn)	×		×	
Sillimanit	×	×		
Turmalin	×	×	×	×
Uran-Mineralien	×	×	×	×

Die seltenen Bestandteile scheinen nicht gleichmäßig auf die verschiedenen Vorkommen verteilt zu sein. Selbstverständlich muß man nicht erwarten, daß sie in allen Vorkommen beobachtet werden sollen, da ja die seltenen Elemente in den pegmatitischen Restlösungen in sehr kleinen Mengen vorhanden sind und ein Teil der Stoffe in anderen verbreiteten Mineralien getarnt vorkommen kann. Öfters findet man nur Turmalin und Granat (Spessartin), dagegen nur lokal die anderen seltenen Mineralien. So sind die Uranpechblende und die Fe-Mn-Phosphate bei Brissago, die Al-reichen Mineralien (Dumortierit, Sillimanit) bei Verbano und Bellinzona und der Beryll bei Bellinzona, Ponte Brolla und im Maggiatal gefunden worden. Eine solche Verteilung der letztgenannten Mineralien (außer Turmalin und Granat), wonach die gleichen seltenen Bestandteile in sehr weit entfernten Vorkommen auftreten, z. B. der Dumortierit bei Bellinzona und Verbano, ist bei der wenig verschiedenen Zusammensetzung der Plagioklase und dem fast in allen Vorkommen auftretenden Turmalin und Granat ein Hinweis, daß alle diese Pegmatite des Tessins von Restlösungen gleicher oder fast gleicher Zusammensetzung entstammen können. Die Injektionen fanden natürlich in verschiedenen Stadien und Zeitabschnitten statt und lokale Faktoren (Nebengestein) haben für die Mineralausbildung eine Rolle gespielt (z. B. Assimilation, Endomorphismus usw.).

Das Auftreten des Turmalines und des Mn-Granates in den meisten Pegmatitvorkommen des Tessins erlaubt ihre Charakterisierung als Bor-Mn-Pegmatite: diejenigen von Verbano und Castione können gleichzeitig als Bor-Mn-Tonerde-Pegmatite bezeichnet werden, da sie dazu noch die Al-reichen Mineralien Dumortierit oder Sillimanit oder beide enthalten.

Eine so intensive und verbreitete Pegmatitintrusion hat einen großen Magmaherd in der Tiefe zur Voraussetzung, der auch die weitverbreiteten Injektionsgneise erzeugte. Man hat schon früh vermutet (74), daß die jüngeren Injektionen im Tessin in Zusammenhang mit der Tonalitintrusion von Melirolo stehen. *Mittelholzer* nimmt fast als sicher an (54, S. 159), daß ein Zusammenhang zwischen dem Bergeller Tonalit und dem Tonalit von Melirolo und der jungen Injektion im Tessin besteht. Ich hatte die Gelegenheit, einen Pegmatit von Pianezzo (SE von Bellinzona) und einen solchen von Melera (die Tonalite durchsetzend) zu untersuchen, und konnte keinen Unterschied in der Zusammensetzung der Feldspäte und in den dunklen Gemengteilen gegenüber den anderen Tessiner Pegmatiten finden.

In der Tab. 14 sind auch Pegmatite vom Bergell, von Olgiasca und dem Piemont angeführt. Der Vergleich der Zusammensetzung

der Plagioklase und der seltenen Bestandteile ergibt keine bedeutenden Unterschiede gegenüber den Tessiner Pegmatiten.

Es wird jedoch notwendig sein, die Verwandtschaftsbeziehungen noch weiter abzuklären. Insbesondere ist festzustellen, ob von mineralogischen und chemischen Gesichtspunkten aus eine Unterscheidung zwischen alten und jungen Pegmatiten möglich ist. Ferner scheint es mir sehr wichtig zu sein, nachzuprüfen, ob auch in diesen Pegmatiten neben den Mikroklinen die teilweise triklinisierten Orthoklase auftreten. Denn das vielleicht wichtigste Ergebnis meiner Untersuchung scheint das zu sein, daß die Bildungsbedingungen der Tessiner Pegmatite derartige waren, daß neben Mikroklin, der hier meiner Meinung nach auch nur mikroklinisierter Orthoklas ist, Orthoklas in verschiedenen Stadien einer nachträglichen Triklinisierung erhalten bleiben konnte.

Literatur.

1. *Alling, H. L.*, The Mineralography of the Feldspars. Part I. Journ. Geol., 29, pp. 193—294 (1921). — 2. *Alling, H. L.*, The Mineralography of the Feldspars. Part II. Journ. Geol. 31, pp. 282—305 (1928). — 3. *Andersen, O.*, The genesis of some types of feldspar from granite-pegmatites. Norsk. Geol. Tidsskr. 10, pp. 116 bis 205 (1928). — 4. *Baier, F.*, Lamellenbau und Entmischungsstruktur der Feldspäte. Zeit. Krist., 73, pp. 435—560 (1930). — 5. *Barth, T. F. W.*, Die Symmetrie der Kalifeldspäte. Fortschritte d. Mineralogie, 13 pp. 31—35 (1929). — 6. *Barth, T. F. W.*, Permanent changes in the optical orientation of feldspars exposed to heat. Norsk-geol. Tidsskr., Vol. 12, pp. 57—72 (1931). — 7. *Bowen, N. L.*, and *O. F.* Tuttle, The system $NaAlSi_3O_8$-$KAlSi_3O_8$-H_2O. J. of Geolog. 58, pp. 489—511 (1950). — 8. *Burri, C.*, und *F. de Quervain*, Über basische Gesteine aus der Umgebung von Brissago. S. M. P. M., 14 (1934). — 9. *Burri, C.*, Das Polarisationsmikroskop. (Basel, 1950). — 10. *Cossa, A.*, Sulla composizione della colombite di Craveggia. Rendic. R. Accad. d. Lincei, serie 4, vol. III, 11—116 (Roma, 1887). — 11. *De Capitani, S.*, La Pegmatite di Montescheno in Valle Antrona (Ossola). Riv. Sc. Nat. „Natura", vol. 15 (Milano, 1924). — 12. *De Capitani, S.*, Rarita minerali italiane. La cava di mica in valle Antrona. Le vie d'Italia, vol. 1°, fasc. 1 a 5 (Roma, 1939). — 13. *Casasopra, S. F.*, La presenza della tapiolite nelle pegmatite di Cresciano. S. M. P. M., XVIII (1938). — 14. *Chaisson, Urs.*, The optics of triclinic adularia. J. of Geol., 58/5 (1950). — 15. *Chao, S. H., D. L. Smare* and *W. H. Taylor*, An X-ray examination of some potash-soda-feldspars. Min. Mag., 25, pp. 338—350 (1939). — 16. *Chuboda, K.*, Der Einfluß der Kalikomponente auf der Auslöschungsschiefe der Flächen P (001) und M (010) der Plagioklase. Fortschr. Min. Krist. Petr., 18 (1933). — 17. *Claisse, F.*, A Roentgenographic Method for Determining plagioclases. Am. Min., 35, pp. 412—420 (1950). — 18. *Clausen, H.*, Pulverfotogrammer of nogle Feldspater. Medd. fra Dansk. Geol. For., 10, pp. 236—238 (1942). — 19. *Colasso, T.*, I minerali dei filoni pegmatitici di Olgiasca. Att. Soc. It. di Sc. Nat., Vol. 76, fasc. 4 (Milano, 1937). — 20. *Cornelius, H. P.*, Zur Kenntnis der Wurzelregion im unteren Veltlin. N. J. Min. Geol., Beil., Bd. 40 (1916). — 21. *Cornelius, H. P.*, Über ein neues Andalusitvorkommen in der Ferwallgruppe (Vorarlberg) und seine regionalgeologische Bedeutung. Zbl. Miner. usw., Abt. A, 290—293 (1921). — 22. *Cornelius, H. P.*, Über das Auftreten und

Mineralführung der Pegmatite im Veltlin und seinen Nachbartälern. Zbl. Miner. usw., Abt. A, 281—87 (1928). — 23. *Dittler, E.,* und *A. Koehler,* Zur Frage der Entmischbarkeit der Kali-Natronfeldspäte und über das Verhalten des Mikroklins bei hohen Temperaturen. Tschermaks Min. Petr. Mitt., 38, pp. 229—261 (1925). — 24. *Drescher-Kaden, K. F.,* Die Feldspat-Quarz-Reaktionsgefüge der Granite und der Gneise. (Berlin-Göttingen-Heidelberg, 1942). — 25. *Edlmann, L.,* Sui granati nella pegmatite di Olgiasca. Annali del R. Ist. sup. Agrario e Forest., Sez. 2, Vol. 3 (Firenze, 1931). — 26. *v. Eckermann,* The Rocks and Contact Minerals of the Mansjö Mountain. Geol. Fören. Stockholm Förh., 44, 403—410 (1922). — 27. *Engels, A. G.,* und *K. Chuboda,* Der Einfluß der Kalifeldspatkomponente auf die Optik der Plagioklase. III. Die optische Orientierung kalifeldspathaltiger Plagioklase. Zentralbl. Min. Geol. Paläont., Abt. A (1937). — 28. *Ferrari, M.,* Sul berillo di Piona. Rend. R. Acc. Lincei, Vol. 30, fasc. 3 (Roma, 1921). — 29. *Forster, R.,* Geologisch-petrographische Untersuchungen im Gebiete nördlich Locarno Zur Petrographie und Genesis der Amphibolite. S. M. P. M., 27, 249 (1947). — 30. *Grill, E.,* Su un fosfato di ferro e di manganese delle Pegmatite di Olgiasca. Period. Mineral., 6, 19—25 (1935). — 31. *Grill, E.,* Repossite e sua paragenesi. Atti Soc. Ital. Scienze. Naturali, vol. LXXVI (Milano, 1937). — 32. *Gutzwiller, E.,* Injektionsgneise aus dem Kanton Tessin. Ecl. Geol. Helv., 12 (1912). — 33. *Hadding, A.,* Röntgenographische Untersuchung von Feldspat. Lunds.-Univ. Arsskrift, 17, pp. 3—25 (1921). — 34. *Harcourt, A.,* Tables for the identification of ore minerals by X-ray powder patterns. Am. Min., 27, pp. 63—113 (1942). — 35. *Heald, M. T.,* Thermal study of potash-soda-feldspars. Am. Min., 35, pp. 77 to 89 (1950). — 36. *Hirschi, H.,* Ein Pechblendevorkommen in der Schweiz. S. M. P. M., II, 173 (1931). — 37. *Hugi, E.,* und *H. Hirschi,* Dumortieritvorkommen aus den südlichen Schweizeralpen. S. M. P. M., 5, 251 (1925). — 38. *Hurlbut, C. S., Jr.,* X-ray determination of the silica minerals in submicroscopic intergrowths. Am. Min., 21, pp. 727—730 (1936). — 39. *Ito, T.,* and *H. Inuzuka,* A microphotometric study of X-ray. Powder Diagrams of certain Feldspars. Zeit. Krist. 95, pp. 404 (1936). — 40. *Ito, T.,* The existence of a monoclinic soda Feldspar. Zeit. f. Krist., 100, p. 297 (1939). — 41. *Jagodzinski, H.,* and *F. Laves,* Eindimensionale fehlgeordnete Kristallgitter. S. M. P. M., 28, pp. 456—467 (1948). — 42. *Kern, R.,* Zur Petrographie des Centovalli (Tessin). Dissert. E. T. H. (Helsinki, 1947). — 43. *Koehler, A.,* Die Abhängigkeit der Plagioklasoptik vom vorangegangenen Wärmeverhalten. Min. Petr. Mitt., 53 (1941). — 44. *Koehler, A.,* Zur Optik des Adulars. N. Jahrb. f. Min. etc., Monatshefte 1945—48 A. pp. 49—55 (1948). — 45. *Koehler, A.,* Recent results of investigations on the feldspars. J. Geol., 57, pp. 592—599 (1949). — 46. *Kündig, E.,* Beiträge zur Geologie und Petrographie der Gebirgskette zwischen Val Calanca und Misox. S. M. P. M., 6, pp. 1—96. Dissert. Univ. Zürich (1926). — 47. *Laves, F.,* The lattice and twinning of microcline and other potash feldspars. J. of Geol., 58/5 (1950). — 48. *Laves, F.,* and *Ursula Chaisson,* An X-ray investigation of high-low albite relations. J. of Geol., 58/5 (1950). — 49. *Magistretti, L.,* Osservazioni sui nuovi filoni pegmatitici individuati alle falde del Monte Legnoncico sopra il Laghetto di Piona, e in particolare sui minerali della Pegmatite presso l'Alpe Sommafiume. Atti Soc. Ital. Scienze Naturali. Vol. LXXXV, fasc. 3—4 (Milano, 1947). — 50. *Makinen, E.,* Über die Alkalifeldspäte. Geol. Fören. Forh. Stockholm, 39, pp. 121—184 (1917). — 51. *Mallard, F.,* Explications des Phénomènes optiques anomaux, qui présentent un grand nombre des substances cristallisées. Annal. des Mines, Mém. X (1876). — 52. *Melzi, G.,* Di un nuovo giacimento mineralogico interessente sulle sponde del Lagheto di Piona. Giornale di Mineral., Vol. 1, fasc. 5, p. 60 (Pavia, 1890). — 53. *Michel-Lévy,* Identité probable du microcline et de l'orthose. Bull. soc. Min. Franc., 5, pp. 135

à 139 (1879). — 54. *Mittelholzer, A. E.*, Beitrag zur Kenntnis der Metamorphose in der Tessiner Wurzelzone mit besonderer Berücksichtigung des Castionezuges. S. M. P. M., 16 (1936). — 55. *Niggli, P.*, Die leichtflüchtigen Bestandteile im Magma. (Leipzig, 1920.) — 56. *Niggli, P.*, Die quantitative mineralogische Klassifikation der Eruptivgesteine. S. M. P. M., 11 (1931). — 57. *Niggli, P.*, Gesteine und Minerallagerstätten. 1 (Basel, 1948). — 58. *Oftedahl, C.*, Studies on the igneous rock complex of the Oslo region. IX. The feldspars. Skr. utg. av Det Norske.-Akad. Oslo, 1. M.-N. KL., No. 3 (1948). — 59. *Oftedahl, C.*, Hight temperature optics in plagioclases of the Oslo region. Norsk. Geol. Tidsskr., Vol. 24 (1944). — 60. *Osten, J.*, Identificatif van naturliche alkalifeldspaten met Behulp van röntgen-poederdiagrammen. Geol. Mitteilungen (Leiden, 1951). — 61. *Pagliani, G.*, e *M. Martinenghi*, Il filone pegmatitico di Montescheno in Val Antrona (Ossola). Periodico di Mineralogia (Roma, 1941). — 62. *Peretti, L.*, Il berillo di C. Mondei presso Montescheno (Val d'Ossola). Atti R. Accad. d'Italia, vol. 1, fasc. 1—5 (Roma, 1939). — 63. *Quervain de, F.*, Pegmatitbildungen von Valle della Madonna bei Brissago. Mitt. Naturwissenschaft. Ges. (Thun, 1932). — 64. *Reinhard, M.*, Universaldrehtischmethoden. (Basel, 1931.) — 65. *Reinhard, M.*, und *R. Bächlin*, Über die gitterartige Verzwillingung beim Mikroklin. S. M. P. M., vol. 16 (1936). — 66. *Repossi, E.*, Appunti mineralogici sulla pegmatite di Olgiasca (Lago di Como). Rend. R. Accad. Lincei (1904). — 67. *Repossi, E.*, Il crisoberillo della Pegmatite di Olgiasca (Lago di Como). Atti Congresso Naturalisti Italiani (1907). — 68. *Repossi, E.*, I filoni pegmatitici di Olgiasca. Rinvenimento in essi di minerali di Uranio. Atti soc. di sc. Mat., Vol. 52 (Milano, 1914). — 69. *Roggiani, A. G.*, La pegmatite dell'Alpe „I Mondei" (Montescheno). Il regno minerale dell'Ossola (Domodossola, 1940). — 70. *Rosenbusch, H.*, Mikroskopische Physiographie der petrographisch wichtigen Mineralien. Bd. 1, zweite Hälfte (Stuttgart, 1927). — 71. *Spencer, Ed.*, A contribution to the study of Moonstones from Ceylon and other Areas and of the stability relation of the Alkalifeldspars. Min. Mag., 22 (1930). — 72. *Spencer, Ed.*, The potash-soda Feldspars. I. Thermal stability. Min. Mag., 24, pp. 453—494 (1937) — 73. *Spencer, Ed.*, The potash-soda Feldspars. II. Some applications to petrogenesis. Min. Mag., 25, pp. 88—118 (1938). — 74. *Staub, R.*, Zur Tektonik der südöstlichen Schweizeralpen. Beitr. geol. Karte Schweiz, N. F. 46, 1 (1916). — 75. *Staub, R.*, Zur Kenntnis der Bergeller Berylle. S. M. P. M., 4 (1924). — 76. *Strüver, G.*, Sulla colombite di Craveggia in Val Vigezzo. Rendic. R. Accad. di lincei, serie IV, Vol. 1, 8—9 (Roma, 1884). — 77. *Suzuki, J.*, Über einen Skapolith-Amphibolit von Losone bei Ascona (Tessin). S. M. P. M., Bd. X (1930). — 78. *Taylor, W. H.*, The structure of Sanidine and other Feldspars. Zeit. Krist. 885, pp. 425 (1933). — 79. *Taylor; W. H., J. A. Darbyshire* and *H. Strunz*, An X-ray Investigation of the Feldspars. Zeit. Krist. 87, pp. 464—497 (1934). — 80. *Taylor, W. H., W. F. Cole* and *H. Soerum*, The structure of the plagioclase Feldspars. I. Acta Cryst., 4, pp. 20—29 (1951). — 81. *Tertsch, H.*, Zur Hochtemperaturoptik basischer Plagioklase. S. M. P. M., 54, pp. 193—217 (1942). — 82. *Tertsch, H.*, Untersuchung über die Hochtemperaturoptik saurer Plagioklase. N. J. f. Min. Monatshefte, Heft 6, pp. 121—139 (1950). — 83. *Tuttle, O. F.*, and *N. L. Bowen*, High temperature albite and continuous feldspars. J. of. Geol., 58/5 (1950). — 84. *Urban, K.*, Gefügenanalytische Untersuchungen an skapolithführenden Gesteinen der Tessineralpen. N. J. f. Min., Abt. A, 68 (1934). — 85. *Van der Kaaden, G.*, Optical Studies on natural plagioclase Feldspars with high- and low-Temperature-optics. (Utrecht, 1951.) — 86. *Walter, P.*, Das Ostende des basischen Gesteinzuges Ivrea-Verbano und die angrenzenden Teile der Tessiner Wurzelzone. S. M. P. M., 30/1 (1950). — 87. *Wang, H. S.*, Petrographische Untersuchungen im

Gebiet der Zone von Bellinzona. S. M. P. M., 19, p. 21 (1939). — 88. *Warren, C.*, A quantitative study of certain perthitic feldspars. Proc. Amer. Acad. Arts and Sci., 51 (1915). — 89. *Wenk, E.*, Ergebnisse und Probleme von Gefügeuntersuchungen im Verzascatal (Tessin). S. M. P. M., 23, p. 265 (1943). — 90. *Winchell, A.*, Elements of optical Mineralogy. (New York, 1951.) — 9. *Wittich, E.*, und *J. Kratzert*, Über ein neues Vorkommen von Dumortierit, im Granit bei Guadalcázar, Nordmexiko. Centralblatt für Min. etc., No. 21 (1921). — 92. *Zambonini, F.*, „Stüverite" un nuovo minerale. Rend. di Accad. de Scienze, serie 3, Vol. XIII, 35—41 (Napoli, 1907).

Aus dem Mineralogisch-Petrographischen Institut der Universität Graz.

Weitere Röntgenuntersuchungen an Schriftgraniten.

Von

Haymo Heritsch.

Mit 2 Textabbildungen.

(Eingelangt am 20. Februar 1953.)

Inhalt: Mit der von mir (1) beschriebenen Methode wurden andere Schriftgranite untersucht, d. h. mit Laueaufnahmen die Stellung der Quarze im Schriftgranit bestimmt. Die Ergebnisse für Quarze auf dem *Fersmann*-Kreis ergänzen das schon in (1) Mitgeteilte. Quarzmaxima außerhalb des *Fersmann*-Kreises weisen in dem einen untersuchten Fall ebenfalls Regelmäßigkeiten auf. Es wird auf die Möglichkeit der Lagebestimmung der Rhomboederzonen durch Laueaufnahmen normal zu [0001] des Quarzes hingewiesen.

Nach dem von mir in (1) beschriebenen Verfahren wurden weitere Schriftgranite untersucht. Das Material zu diesen Untersuchungen stammte für die ersten vier Beispiele von Schriftgraniten, die ich schon früher (2) beschrieben und auf den Drehsinn der Quarzkörner hin untersucht hatte. Von den in (2) bearbeiteten Schriftgraniten eigneten sich besonders die vier im folgenden behandelten Fundpunkte. Wie ja schon (1) auseinandergesetzt, erfordert die röntgenographische Orientierungsbestimmung mit optischer Einstellung besonders Schriftgranite mit relativ großen, klaren Quarzkörnern. In (1) wurden die Quarzkörner eines Schriftgranites Korn für Korn vermessen. Es konnte damit ein Überblick gewonnen werden, wie sich die Körner eines Maximums verhalten. Das Ergebnis ist: Alle Quarzkörner, die ein scharfes Maximum bilden, liegen nicht nur mit den Z-Achsen, sondern auch mit den X-Achsen streng parallel. Auf Grund dieser Tatsache wurde bei der nun folgenden Untersuchung kein Gewicht auf die Erfassung *aller* Quarzkörner eines Maximums gelegt. Vielmehr kam zur röntgenographischen Vermessung (Laueaufnahme // [0001] des Quarzes) nur eine beliebig herausgegriffene Anzahl von Quarzkörnern eines Maximums. Dies erscheint möglich, weil eben in (1) die Konstanz der Lage innerhalb eines Maximums nachgewiesen ist. In keinem Fall der folgenden Untersuchung zeigte sich eine Abweichung davon.

Sibirien, Parallelschliff Nr. 3; vgl. Beschreibung und Abb. 9 in (2). Von den 83 Quarzkörnern zeigten die 30 untersuchten (36%) bei ausgezeichnet konstanter Lage *(Fersmann A.)* der Z-Achsen nur *eine* Orientierung der X-Achsen. Es liegt die Kante zwischen positivem und negativem Einheitsrhomboeder in [001] des Mikroklins, wie es den Forderungen von *A. E. Fersmann* (3) entspricht. Von den 30 Körner erwiesen sich 8 als Dauphinéer Zwillinge (27%). Die Lage in bezug auf die Kristallographie des Mikroklins ist in Abb. 1 dargestellt. In der sternförmigen Figur sind die Rhomboederzonen ausgezeichnet; vgl. (1) und (4). Der Drehsinn des Kornes ist belanglos für die Orientierung.

Høgsjåen, Parallelschliff Nr. 2; vgl. Beschreibung und Abb. 4 in (2). Wie schon in (2) ausgeführt, ist hier das Maximum stärker streuend (Gesetz *Rose*). Röntgenographische Orientierungsbestimmung erfolgte nur an Quarzkörnern, die im Maximum oder knapp daneben liegen, d. h. also an Körnern, deren Drehsinn bestimmt werden konnte. Das sind dann 111 Quarzkörner; an 50 davon sind Laueaufnahmen gemacht worden (45%).

Es zeigte sich, daß in einem etwas stärker streuenden Maximum *(Rose)* 46 Quarzkörner liegen und sowohl hinsichtlich der Z-Achsen wie auch der X-Achsen parallel sind. 4 Körner liegen bedeutend davon ab. Ferner sind unter allen Körnern nur Einkristalle; ein deutlicher Dauphinéer Zwilling war nicht vorhanden. In tabellarischer Zusammenstellung sind die Ergebnisse am Schriftgranit von *Høgsjåen* folgende:

Vorhandene Quarzkörner	davon Laueaufnahmen	von den vermessenen Quarzkörnern			
		liegen im Maximum	liegen abseits vom Maximum	sind Dauphinéer-Zwillinge	sind Einkristalle
111	50 (45%)	46	4	—	100%

Die Orientierung der Quarzkörner im Maximum *(Rose)* erscheint wieder unabhängig vom Drehsinn des Kornes und ist so, daß die Kante zwischen positivem und negativem Einheitsrhomboeder in [001] des Mikroklines liegt, vgl. Abb. 1. Die Quarzkörner außerhalb des Maximums zeigen teilweise ebenso eine Orientierung, daß [001] des Mikroklins in einer Kante zwischen Rhomboedern liegt, teilweise richten sie aber auch eine Rhomboederfläche gegen [001] des Mikroklines. In dieser Hinsicht herrschen also dieselben Verhältnisse, wie bei *Fodspor*, Evje; vgl. Abb. 4 in (1).

Katterås, Parallelschliff Nr. 1; vgl. Beschreibung in (2). Von den 72 Quarzkörnern, die ein sehr scharfes Maximum (*Fersmann* + D

links) haben, erwiesen sich die röntgenographisch vermessenen 25 Körner (35%) als streng parallel in den Z- und X-Achsen. Die Orientierung der X-Achsen ist unabhängig vom Drehsinn des Kornes, ebenso liegt auch hier die Kante zwischen positivem und negativem Einheitsrhomboeder in [001] des Mikroklines. Von den ver-

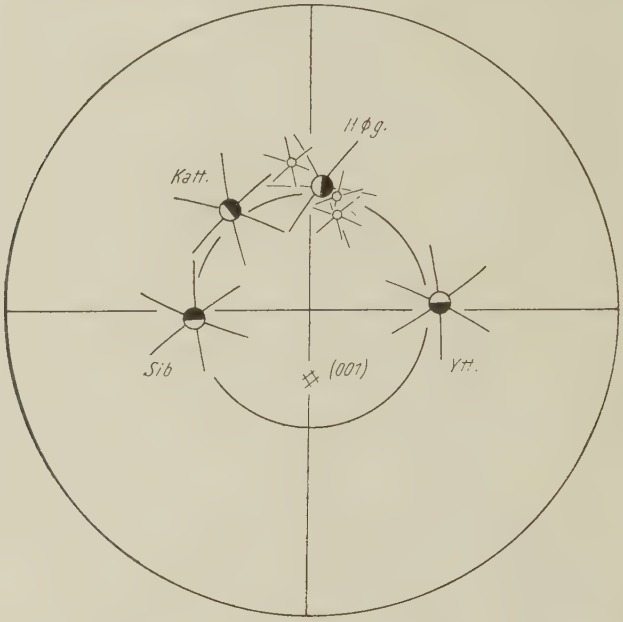


Abb. 1. Stereographische Projektion der beobachteten Quarzlagen in Bezug auf Mikroklin mit [001] im Mittelpunkt der Projektion; der Kleinkreis mit 42° 15' ist der *Fersmann*-Kreis. Die Durchstoßpunkte der Quarzhauptachsen (Maxima) sind durch kleine Kreise markiert, deren Signatur (schwarz: rechtsdrehend, punktiert: linksdrehend) den Drehsinn angibt. Die Vereinigung beider Signaturen bedeutet, daß im Maximum sowohl Rechts- wie auch Linksquarze vertreten sind. Die sternförmige Figur bezeichnet den Verlauf der Rhomboederzonen. Die Lage der Hauptmaxima der vier Fundpunkte ist: *Sibirien* (*Fersmann* A); *Hφgsjåen* (*Rose*); *Katterås* (*Fersmann* +D, links); *Ytterby* (*v. Rath*).

messenen 25 Körnern sind 5 Körner, d. h. 20%, Dauphinéer Zwillinge. Die Lage des Maximums und der Rhomboederzonen bringt die Abb. 1.

Ytterby, Parallelschliff Nr. 1; vgl. Beschreibung in (2). Bei ausgezeichnetem Maximum *(v. Rath)* sind die Quarze jedoch beträchtlich getrübt, so daß die Auswahl der aufzunehmenden Körner nicht mehr dem Belieben anheim gestellt werden konnte, sondern solche Körner aufgesucht werden mußten, die noch gute Achsenbilder lieferten. Aus demselben Grund ist die Zahl der aufgenommenen Körner im Verhältnis zu der Gesamtzahl der Körner gering. Trotzdem wird in Analogie mit den anderen Beispielen auch dieses Ergebnis für repräsentativ gehalten werden können. Gesamtzahl der Körner: 184;

röntgenographisch vermessene Körner: 30 (16%). Sowohl Rechts- wie Linksquarze haben dieselbe Orientierung, nämlich: Kante

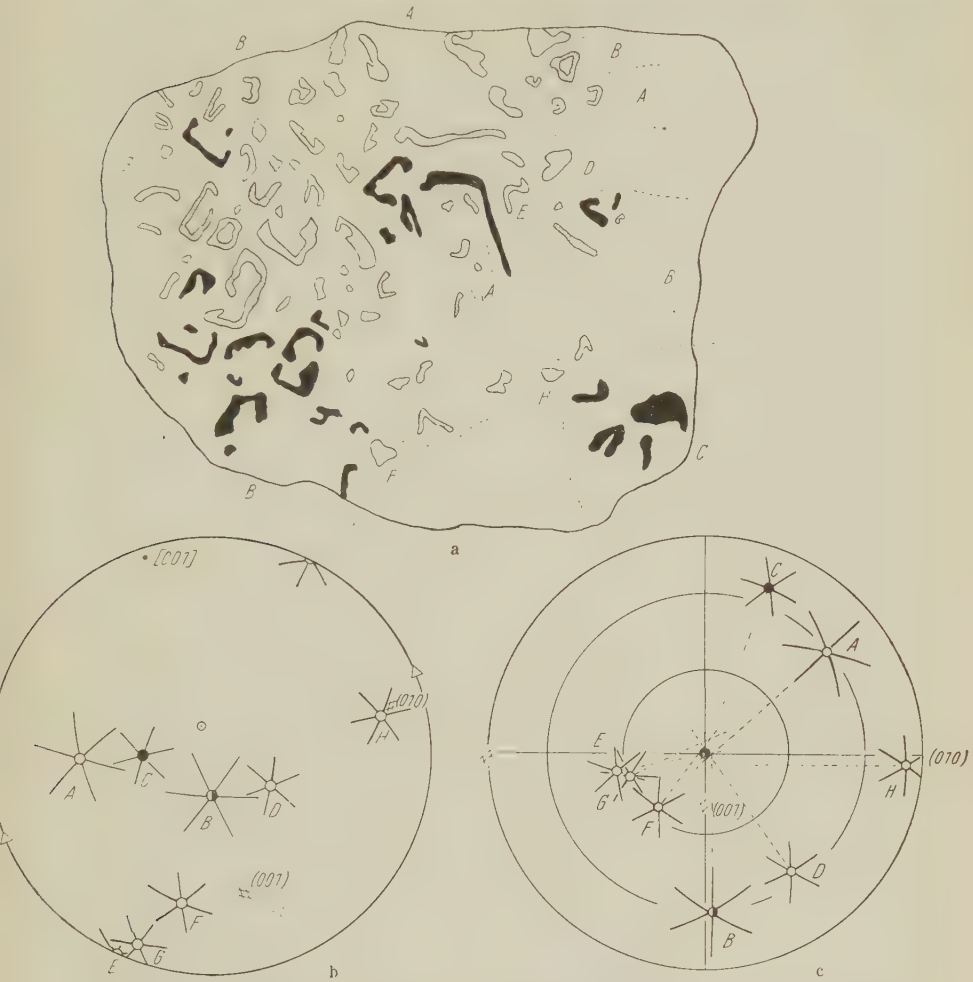


Abb. 2. Fundpunkt *Znaim* (*Znojmo*, ČSR). Abb. 2a ist die schematische Zeichnung des Schliffes. Die Signaturen in den Quarzkörnern bedeuten: schwarz: Rechtsdrehung; punktiert: Linksdrehung des Kornes; freigelassen: auf Grund der Lage der Z-Achse des Quarzes Drehsinn nicht bestimmbar. Maxima mit parallelen Z- und X-Achsen der Quarze sind gegeneinander durch eine punktierte Linie abgetrennt und mit Großbuchstaben gekennzeichnet. Der Mikroklin ist über die ganze Schlifffläche einheitlich. Abb. 2b ist die stereographische Projektion des Schliffes der Abb. 2a, wobei, mit der Projektionsebene gleich Schliffebene, als Eintragungen erscheinen: optische Vektoren und Spaltungen des Mikroklins; Lage der Maxima der Quarzkörner (die Bezeichnung mit Großbuchstaben ist dieselbe wie in Abb. 2a); Drehsinn, soweit bestimmbar; Lage der Rhomboederzonen. Abb. 2c bringt die Wälzung der Abb. 2b mit [001] des Mikroklins im Mittelpunkt der Projektion. Bezeichnungen wie in Abb. 2b. Ferner ist der *Fersmann*-Kreis (42° 15') und ein Kleinkreis mit 73° eingetragen.

zwischen positivem und negativem Einheitsrhomboeder in [001] des Mikroklins.

Znaim (Znojmo, ČSR.). Dieser Schriftgranit ist in (2) nicht behandelt. Es erwies sich aber schon beim Probeschliff deshalb als besonders interessant, weil bei einheitlichem Mikroklin mehrere Maxima, die um bedeutende Winkelbeträge voneinander abliegen, festzustellen waren. Da nach dem von mir in (2) geschildertem Verfahren der optischen Bestimmung des Drehvermögens nur ein Maximum, oder höchstens ganz knapp beieinander liegende Maxima, untersucht werden können, mußte auf eine Bestimmung des Drehvermögens aller Körner von vornherein verzichtet werden. Jedoch konnte der endgültige Schliff dann so hergestellt werden, daß wenigstens möglichst viele Körner ihren Drehsinn bestimmen ließen. Abb. 2 a bringt eine Zeichnung des Schliffes mit dem festgestellten Drehsinn der Körner (schwarz ausgefüllt: Rechtsdrehung; punktiert: Linksdrehung; freigelassen: nicht bestimmbarer Drehsinn). Nicht bestimmter Drehsinn bedeutet für diesen Fall immer eine so schiefe Lage der Z-Achse des Quarzes in bezug auf die Schliffnormale, daß das Achsenbild nicht mehr erfaßt werden konnte. Die Quarzkörner sind nämlich sehr gut durchsichtig. Die Bestimmung des Drehsinnes bei der vorliegenden Schlifflage war somit möglich bei einem, etwa 45 Körner umfassenden Maximum (Maximum B der Abb. 2). Die Verteilung von 24 Linksquarzen und 21 Rechtsquarzen entspricht vollkommen den Verhältnissen bei schon beschriebenen Schriftgraniten (2). Ein weiteres Maximum (C der Abb. 2) enthält nur 4 Rechtsquarzkörner. Alle übrigen Maxima konnten aus dem angeführten Grunde nicht bestimmt werden. Der Mikroklin ist über die ganze Schlifffläche einheitlich.

Bezüglich der röntgenographischen Bestimmung der Lage der Rhomboederzonen konnten die Maxima B, C, D mit Hilfe der optischen Einstellung (1), Primärstrahl parallel [0001] des Quarzes, behandelt werden und boten keine weiteren Schwierigkeiten. Für alle übrigen Lagen der Z-Achsen der Quarzkörner war es aber ebenfalls von vornherein ausgeschlossen, sie mit [0001] parallel dem Primärstrahl aufzunehmen. Daher mußte ein anderer Weg beschritten werden. Durch U-Tisch-Vermessung kann die Lage der Quarzachse bestimmt werden. Auf dem Kreuztisch der Laueapparatur (1) kann nun die Quarzachse mit Hilfe ihrer bekannten Koordinaten *normal* zum Primärstrahl gestellt und das Quarzkorn in dieser Lage aufgenommen werden.

Zur Deutung dieser Lauebilder müssen Testaufnahmen von Quarz mit Durchstrahlungsrichtung normal zu [0001] vorhanden sein. Dann läßt sich jede Aufnahme einer Testaufnahme zuordnen. Dadurch ist die Lage der Rhomboederzonen auch für diese Lage röntgenographisch bestimmt. Bei der Herstellung erwies es sich als der

Genauigkeit entsprechend, eine Serie von Quarzaufnahmen mit Durchstrahlungsrichtung normal zu [0001] mit einem Winkelabstand von 2·5° zwischen den einzelnen Aufnahmen anzufertigen. Die Lage der Rhomboederzonen für die Maxima A, E, F, G, H der Abb. 2 ist auf diese Weise gewonnen.

Die stereographische Projektion der Abb. 2 b zeigt die Lage der Maxima mit der Schliffebene als Projektionsebene. Es ist außer der Lage der Quarzhauptachsen und der Rhomboederzonen auch der Drehsinn, soweit eine Bestimmung möglich war, eingetragen. Die optischen Vektoren des Mikroklins und seine Spaltungen sind ebenfalls verzeichnet. Die Buchstabenbezeichnung der Maxima (A, B, C usw.) bezieht die Maxima auf die Körner der Abb. 2 a. Die Abb. 2 c ist die Wälzung von 2 a mit [001] des Mikroklins im Zentrum der stereographischen Projektion. Damit ist Abb. 2 c direkt mit den entsprechenden Abbildungen bei *A. E. Fersmann* (3) und *F. K. Drescher-Kaden* (5) vergleichbar. Die strichlierten Verbindungslinien von den Austritten der Quarzachsen zu [001] des Mikroklins sind teilweise die Halbierenden der Rhomboederzonen, teilweise die Verlängerungen der Rhomboederzonen selbst. Diese strichlierten Linien zeigen die Genauigkeit an, mit der eine geforderte Lage des Quarzes gegenüber [001] des Mikroklins eingehalten wird.

Die Quarzlagen E (ein Korn), F (ein Korn), G (Maximum mit 8 Körnern) liegen auf dem *Fersmann*-Kreis (42° 15′) und haben die Kante zwischen positivem und negativem Einheitsrhomboeder in [001] des Mikroklins. Das Maximum G war besonders schlecht mit den Laueaufnahmen auf Grund der ungünstigen Kornform (sehr schiefes Durchsetzen durch den Schliff) zu erfassen, was sich auch in der größeren Abweichung von der geforderten Lage ausdrückt. Die Lage von E und G auf dem *Fersmann*-Kreis entspricht *Fersmann*—B links, die von F ist noch etwas jenseits von *Fersmann*—C links, vgl. Abb. 2 c. In der räumlichen Verteilung des Schliffes bildet G eine deutlich zusammenhängende Zahl von Körnern am linken Rand. F und E sind Einzelkörner, und zwar F am unteren Rande des Maximum B und E liegt mitten in anderen Achsenlagen; vgl. Abb. 2 a.

Die kornreichsten Maxima, A mit etwa 26 Körnern und B mit etwa 45 Körnern, liegen nicht mehr auf dem *Fersmann*-Kreis, sondern um etwa 73° von [001] des Mikroklins ab. In Verbindung mit anderen Quarzachsenlagen könnte von einem 73°-Kreis in Analogie zum *Fersmann*-Kreis gesprochen werden. Innerhalb der nur wenig streuenden Maxima A und B sind die Quarze ebenfalls hinsichtlich ihrer X-Achsen streng parallel. Außerdem richten die beiden Maxima ihre Rhomboederzonen auf [001] des Mikroklins. Diese Orientierung ist (was aber nur am Maximum B bestimmbar war) unabhängig vom

Drehsinn des Quarzkornes. In der räumlichen Verteilung des Schliffes stoßen beide Maxima mit einer unregelmäßig gebuchteten Grenzlinie aneinander. Besonders auffallend sind ferner zwei räumlich abgetrennte Körner des Maximums B im Maximum A und zwei räumlich abgetrennte Körner des Maximums A im Maximum B; vgl. Abb. 2 a.

Nur ungefähr in derselben Entfernung von [001] des Mikroklins liegen vier weitere Körner in einem Maximum (C) mit streng parallelen Z- und X-Achsen der Quarze und ein weiteres Einzelkorn (D). Diese Quarze weisen aber mit eine Kante zwischen positiven und negativen Rhomboedern auf [001] des Mikroklins; vgl. Abb. 2 c. Im Schliff sind beide Maxima randlich an dem Hauptmaxima gelegen.

Die Achse des Kornes H befindet sich fast im Grundkreis und weist ebenfalls mit einer Rhomboederkante gegen [001] des Mikroklins; vgl. Abb. 2 c. Das Korn selbst liegt in der räumlichen Verteilung des Schliffes randlich am Maximum B; vgl. Abb. 2 a.

Bezüglich der Interpretation der Lage der Quarze zum Mikroklin ist im wesentlichen nur von den Maxima des *Fersmann*-Kreises (E, F, G) und den Maxima A, B und C etwas auszusagen. Wenn auch die Kornzahl für die Lagen auf dem *Fersmann*-Kreis nur gering (nämlich 10) ist, so kann doch in Analogie zu den untersuchten Fällen geschlossen werden, daß auch diese Körner mit der Kante zwischen positivem und negativem Einheitsrhomboeder in [001] des Mikroklins liegen, was dann mit den bis jetzt gemachten Erfahrungen übereinstimmt.

Für die Maxima A und B liegen genügend Körner vor um einmal die Aussage zu machen, daß innerhalb jedes Maximums die Quarze mit Z- und X-Achsen parallel gerichtet sind. Ferner trifft für beide Maxima zu, daß sie mit einer Rhomboederfläche gegen [001] des Mikroklins gerichtet sind. Diese Rhomboederfläche ist mit großer Wahrscheinlichkeit, die Winkelbestimmung ist ja nicht im kristallographischen Sinn genau, die Fläche $(10\bar{1}4)$ mit $\rho = 17^0\,37'$, was einem Abstand [001] des Mikroklins: Quarzhauptachse von $72^0\,23'$ entspricht. Diese Fläche ist übrigens nicht als Kristallfläche am Quarz entwickelt. Wenn man an einen $72^0\,23'$-Kreis in Analogie zu *Fersmanns* $42^0\,15'$-Kreis denken kann, so müßte auch für diesen $72^0\,23'$-Kreis eine lineare Strukturanalogie bestehen. Berechnet man die Identitätsperiode in der Fläche $(10\bar{1}4)$ in der gewünschten Richtung, d. h. also in Richtung $[4\bar{2}1]$ (Zonensymbol schiefhexagonal geschrieben, vgl. *P. Niggli* [6]) so ist $T_{[421]} = 17{\cdot}82$ Å. Dabei sind die Gitterkonstanten von *P. Wei* (7) verwendet. Der Mikroklin hat (zitiert nach *H. Strunz* [8]) $c_0 = 7{\cdot}21$ Å. Mit diesen Werten ergibt sich somit eine nicht besonders auffallende lineare Strukturanalogie, nämlich

7·21 Å × 5 = 36·05 Å und 17·82 Å × 2 = 35·64 Å, d. h. es würden auf je 5 Identitätsperioden des Mikroklins 2 Identitätsperioden des Quarzes in Richtung [421] fallen, wobei außerdem die Übereinstimmung der Werte nicht besonders gut ist. Es ist selbstverständlich, daß die Möglichkeit eines 72° 23′-Kreises und die vermutete Strukturanalogie noch durch weiteres statistisches Material belegt werden müssen.

Bei den anderen Quarzlagen (C, D, H) sind keine entsprechenden Überlegungen angestellt worden, weil infolge der geringen Kornzahl eine nur zufällige Lage des Quarzes nicht ausgeschlossen werden kann.

Zusammenfassung.

Die folgenden Auseinandersetzungen stützen sich auf rund 750 Laueaufnahmen an Schriftgranit-Quarzen von 9 Fundpunkten. Die entsprechenden Einzelbeschreibungen finden sich in dieser Arbeit, sowie in (1). Die hier mitverwendeten Ergebnisse über einen Schriftgranit von *Radegund* bei Graz werden zu einem späteren Zeitpunkt veröffentlicht werden. Die Aussagen beziehen sich ferner nur auf Schriftgranite, deren Quarze ausgezeichnet scharfe Maxima bilden, d. h. also daß die Quarze nicht durch spätere Einflüsse umkristallisiert sind.

1. Quarze eines Maximums sind nicht nur mit ihren Z-Achsen, sondern auch mit ihren X-Achsen streng parallel gerichtet. Dabei können diese Maxima mehr als hundert Quarzkörner in Bereichen von vielen Quadratzentimetern enthalten.

2. Die einzelnen Quarzkörner sind entweder Einkristalle oder Dauphinéer Zwillinge (Rechts-Linksverzwillingungen kommen praktisch überhaupt nicht vor). Soweit überblickbar, scheinen die Einkristalle die Dauphinéer Zwillinge in den meisten Fällen an Zahl zu übertreffen (*Zwiesel* 29%, *Fodspor* 29%, *Crystal Peak* 20%, *Radegund* 9% Dauphinéer Zwillinge). Allerdings überwiegen im Falle *Znaim* die Dauphinéer Zwillinge.

3. Die Parallelstellung der kristallographischen Achsen innerhalb eines Maximums ist unabhängig vom Drehsinn des betreffenden Kornes.

4. Maxima auf dem *Fersmann*-Kreis: Quarzkörner, deren Z-Achsen auf dem *Fersmann*-Kreis liegen, haben die Kante zwischen positivem und negativem Einheitsrhomboeder oder $[11\bar{2}3]$ bzw. $[\bar{1}11]$ im schiefhexagonalen Achsenkreuz (6) in [001] des Mikroklins. Auf die lineare Strukturanalogie, daß nämlich c_0 des Mikroklins = 7·21 Å (8) und die Translationsperiode in der Einheitsrhomboederkante 7·29 Å ist, wurde schon von *E. Schiebold* (9) und *K. Spangenberg* und *A. Neuhaus* (10)

sowie in (1) hingewiesen. In vielen Fällen ist das Maximum auf dem *Fersmann*-Kreis ganz scharf.

Folgende Lagen auf dem *Fersmann*-Kreis in der beschriebenen Stellung der Rhomboederzonen wurden nachgewiesen: Gesetz *Rose* dreimal (Fundpunkt: *Zwiesel, Høgsjåen, Radegund);* Gesetz *Woitschach* (Fundpunkt: *Fodspor);* Gesetz *Fersmann A* (Fundpunkt: *Sibirien);* Gesetz *Fersmann* + D links (Fundpunkt: *Katterås);* Gesetz *v. Rath* (Fundpunkt: *Ytterby);* Gesetz *Fersmann* — B und — C links (Fundpunkt: *Znaim).* Damit sind die wichtigsten Lagen auf dem *Fersmann*-Kreis erfaßt.

5. Quarzkornlagen in der Nähe des *Fersmann*-Kreises; in 2 Fällen, nämlich *Fodspor, Evje* (1) und *Høgsjåen,* vgl. Abb. 1, treten neben einem scharfen Maximum auf dem *Fersmann-Kreis* in der oben beschriebenen Orientierung noch Lagen von Z-Achsen der Quarze auf, die deutlich etwas abseits vom Hauptmaximum liegen. Es scheint nun fraglich, ob es sinnvoll ist, für solche Lagen auch nach einer Strukturanalogie zwischen Mikroklin und Quarz zu suchen, da solche abweichende Lagen nur in einem geringen Prozentsatz vorkommen. Die Schwierigkeit besteht schon einmal darin, für eine solche abweichende Lage eine entsprechende kristallographische Richtung zu identifizieren. Das sei an einem Beispiel ausgeführt. Sowohl im Schriftgranit von *Høgsjåen,* wie auch im Schriftgranit von *Fodspor* kommt eine um wenige Grade abweichende Achsenlage innerhalb des *Fersmann*-Kreises vor. Diese Quarze richten ein Rhomboeder auf [001] des Mikroklins. Möglicherweise ist dies kristallographisch folgendermaßen zu interpretieren: [001] des Mikroklins liegt im Einheitsrhomboeder des Quarzes. Dann müßte die Quarzhauptachse um $38^0\ 13'$ von [001] des Mikroklins, das sind rund 4^0 innerhalb des *Fersmann*-Kreises, liegen. Das würde bedeuten, daß [001] des Mikroklins in $[10\bar{1}2]$ oder schiefhexagonal in $[21\dot{2}]$ des Quarzes liegt. Die Identitätsperiode des Quarzes in dieser Richtung $T_{[10\bar{1}2]} = 13{\cdot}73$ Å, was keine gute lineare Strukturanalogie zu Mikroklin ($2 \times 7{\cdot}21$ Å $= 14{\cdot}42$ Å) ergibt. Es wäre immerhin möglich, daß gerade aus diesem Grunde solche, vom *Fersmann*-Kreis etwas abweichende Lagen so selten vorkommen. Die ganz zufällige Lage ist für diese Fälle nicht von vorneherein auszuschließen.

6. Vom *Fersmann*-Kreis weit abliegende Maxima fanden sich im untersuchten Material in guter Entwicklung nur einmal, nämlich am Schriftgranit von *Znaim.* Auf die Möglichkeit einer linearen Strukturanalogie für einen $72^0\ 23'$-Kreis ist oben hingewiesen worden. Auch hier kann vielleicht die Seltenheit dieser Orientierung auf die numerisch nicht besonders gut stimmende Strukturanalogie zurückgeführt werden.

Weitere statistische Untersuchungen sind natürlich noch erforderlich, um den Gültigkeitsbereich der Ergebnisse festzulegen. Für die scharfen Hauptmaxima auf dem *Fersmann*-Kreis besteht durch die vorliegenden Untersuchungen schon eine gewisse statistische Breite. Es scheint für Maxima dieser Art die Deutung als Wachstumsregel nahe zu liegen.

Für Maxima außerhalb des *Fersmann*-Kreises ist jedoch die Untersuchungsbasis noch zu klein, um auch für solche Fälle mit einiger Sicherheit über eine eventuelle Gesetzmäßigkeit der Beziehungen zwischen Quarz und Mikroklin eine Aussage machen zu können. Gerade mit Rücksicht auf die Untersuchungen von *F. K. Drescher-Kaden* (5), ist ja auch die Möglichkeit zu berücksichtigen, daß Lagen von Quarz auftreten, die in keiner erkennbaren gesetzmäßigen Beziehung zum Mikroklin stehen. Es wäre eben für diese möglichen Fälle festzustellen, ob bei ihnen auch die Quarze hinsichtlich ihrer Z- und X-Achsen streng parallel gerichtet sind.

Literatur.

1. *Heritsch, H.*, Tscherm. Min. Petr. Mitt. (dritte Folge), *3* (1953), S. 126. — 2. *Heritsch, H.*, Tscherm. Min. Petr. Mitt. (dritte Folge), *3* (1953), S. 115. — 3. *Fersmann, A. E.*, Z. Krist. *69* (1929), S. 77. — 4. *Heritsch, H.*, Tscherm. Min. Pet. Mitt. (dritte Folge), *2* (1951), S. 432. — 5. *Drescher-Kaden, F. K.*, Chemie der Erde, *14* (1942), S. 157 und Die Feldspatreaktionsgefüge der Granite und Gneise. Springer, Berlin, 1948. — 6. *Niggli, P.*, Lehrbuch der Mineralogie und Kristallchemie. 3. Aufl., Teil 1, Borntraeger, Berlin, 1941, S. 135. — 7. *Wei, P. H.*, Z. Krist. *92* (1935), S. 355. — 8. *Strunz, H.*, Mineralogische Tabellen. Akad. Verl. Ges., Leipzig, 1949. — 9. *Schiebold, E.*, Centralbl. f. Min. etz. Abt. A., 1929, S. 378. — 10. *Spangenberg, K.*, und *A. Neuhaus*, Chemie der Erde, *5* (1930), S. 438.

Aus dem Mineralogisch-petrographischen Institut der Universität Wien.

Notiz über eine praktische Beschriftungsmethode für Dünnschliffe.

Von

Erich J. Zirkl.

Seit die mikroskopischen Untersuchungen in die Gesteinskunde eingeführt wurden, ist es üblich, auf die Objektträger der Dünnschliffe und Präparate kleine Etiketten für die Beschriftung aufzukleben. Diese Methode hat den großen Nachteil, daß die Etiketten sehr oft abspringen. Auch vor der Einbettung der Präparate in Glyzerin (wie dies während der Untersuchung mit dem Universaldrehtisch notwendig ist) müssen die Etiketten abgewaschen werden.

Im Mineralogisch-petrographischen Institut der Universität Wien bedient man sich seit einiger Zeit einer anderen Beschriftungsmethode, die alle Nachteile der Etikettierung wegfallen läßt und sich bisher gut bewährt hat.

Vor dem Aufkitten des Schliffsplitters auf den Objektträger wird dieser auf der Kittseite kurz mit feinem Carborundpulver angeschliffen, um die Kittseite einerseits aufzurauhen — dadurch haftet der Schliffsplitter bedeutend besser — und um anderseits eventuelle Unebenheiten des Glases planzuschleifen. Der Objektträger erhält dadurch eine gleichmäßig mattierte Oberfläche, auf der man ohne Schwierigkeit, nach der Fertigstellung des Schliffes, mit einer Zeichenfeder und Tusche (die dünnflüssigere Tinte zerfließt) die Beschriftung anbringen kann. Wenn die Schrift trocken ist, wird sie schließlich mit einem schnelltrocknenden farblosen Kunstharzlack oder einer Lösung von farblosem Celluloid in Azeton (Farbloser Nagellack) überstrichen.

So beschriftete Schliffe sind waschbar und können unbegrenzt lange in Glyzerin eingebettet werden, ohne daß sie ihr sauberes Aussehen verlieren. Auch die Gefahr des Abspringens oder des Abblätterns der dünnen Lackschicht von der rauhen Glasoberfläche besteht nicht.

Literatur: Neue Bücher.

Theoretical Petrology. A textbook on the origin and evolution of rocks. Von *T. F. W. Barth.* Mit 146 Textabb., 387 S. New York: J. Wiley & Sons. 1952.

Die Absicht des Verfassers ist es, wie er im Vorwort schreibt, die Genese der Gesteine von den physikalisch-chemischen Grundlagen aus zu erfassen. Inwieweit die derzeitigen physikalisch-chemischen Kenntnisse hinreichen, die Entstehung der Gesteine zu erklären, wird in dem Buch abgehandelt.

Der erste Teil (Physik und Chemie der Erde) enthält neben den aus der Astrophysik übernommenen Erkenntnissen die bekannten Tatsachen der Geochemie, Zusammensetzung der Lithosphäre und als Abschluß einen kurzen Abriß des Zyklus der Gesteinsbildungen.

Teil II (Bildung der Sedimente) ist sehr kurz geraten. Wenn es auch nicht die Absicht des Verfassers ist, ein Lehrbuch im üblichen Sinne zu schreiben, und wenn natürlich auch die neueste Literatur verarbeitet ist, so können auf den 23 Seiten dieses Teiles gerade nur die wichtigsten Punkte dieses umfassenden Gebietes berührt werden.

Im Teil III (Igneous rocks) ist zuerst die mineralogische und chemische Klassifikation behandelt. Besonders diese bringt in knapper Zusammenstellung die derzeit gangbaren Berechnungsarten (Niggli-Werte, CIPW und Niggli's Molekular Norm, Barth's Standard Cell) an Beispielen erläutert. Die Besprechung der Phasenregel und der wichtigsten Systeme magmatischer gesteinsbildender Mineralien und ihrer Ausscheidungsfolgen schließt sich an. Das Reaktionsprinzip und der Kristallisationsprozeß besaltischer Magmen mit der Bildung quarz- und nephelinreicher Restschmelzen fassen die gewonnenen Erkenntnisse zusammen. Ein weiterer Abschnitt dieses Teiles ist der Entmischung im flüssigen Zustand, den Silikat-Wasser-Systemen, der Gasphase und hydrothermalen Differentiation sowie der Temperatur und Viskosität des Magmas, den Tuffen und der Magmatektonik gewidmet. Im letzten Abschnitt dieses Teiles werden die natürlichen Gesteinsassoziationen behandelt, wobei jedesmal ausführliche Beispiele mit geologischen Karten, Diagrammen und Tabellen die Lektüre weitgehend unterstützen. Von den Basalten der Ozeane ausgehend, führt die Darstellung über besondere Gesteinstypen (Alkaligesteine, Sövite, monomineralische Gesteine usw.) zu den plutonischen Gesteinen der Orogene, besonders zum Granit. Die Behandlung des Granitproblems folgt dem historischen Ablauf, was den Vorteil der sukzessiven Begriffserklärung in sich birgt. Die mangelnde Kenntnis der physikalisch-chemischen Bedingungen bei der Granitentstehung kommen hiebei zum Ausdruck, doch neigt der Verfasser offenbar mehr der Granitisation zu.

Die metamorphen Gesteine, Teil IV, sind ebenfalls vorwiegend vom Standpunkt der chemischen Gleichgewichtslehre aus gesehen. Nach einer kurzen Einleitung wird eine Liste regional-metamorpher Mineralien gegeben. Allerdings muß zu dieser Liste bemerkt werden, daß das eisenfreie Glied der Epidotreihe nicht der Zoisit, sondern der Klinozoisit ist, und daß auch andere als typisch regional-metamorphe Mineralien aufgezählt werden. Auf eine thermodynamische Besprechung der Metamorphose folgt die Kontaktmetamorphose und die Darstellung von Silikat-Wasserdampf-Systemen. In den Ausführungen über die

Regionalmetamorphose nimmt die *Eskola*sche Fazieslehre einen breiten Raum ein, nachdem Rekristallisation, metamorphe Differentiation und Diffusion und ähnliche Punkte besprochen worden sind. Fast völlig fehlen dagegen Angaben aus der Gefügekunde. Referent hätte es für richtig gehalten, auch die Erkenntnisse der Korngefügekunde in eine theoretische Petrographie mit einzubauen, da ja die sich im Gefüge abbildenden Deformationsvorgänge notwendig zum Begriff der regionalmetamorphen Gesteine gehören. Ein Abschnitt über migmatische Gesteine schließt das Buch ab.

Die Ausstattung mit Abbildungen, Diagrammen und Tabellen ist ausgezeichnet. Zusammenfassende Literaturzitate sind nur für die Abschnitte Sedimentgesteine, Granit und Granitisation sowie als Hinweis auf die Gefügekunde gegeben. Sonstige Zitate finden sich meist verstreut im Text, gelegentlich auch nur mit Namen des Autors und Jahr, ohne Angabe des Erscheinungsortes.

Wie schon erwähnt ist *T. Barths* Buch, schon allein dadurch, daß gewisse Teile nur kursorisch behandelt werden, kein Lehrbuch im üblichen Sinne und erfordert zum Verständnis sicher schon die Kenntnis gewisser Grundbegriffe. Aber besonders der, der schon irgendwie mit den Problemen vertraut ist, wird dem Autor für die Menge von Anregungen dankbar sein.

H. Heritsch, Graz.

Schmuck- und edelsteinkundliches Taschenbuch. Von *K. F. Chudoba* und *E. J. Gübelin*. Mit 150 Abb., 2 Mehrfarbentafeln und 27 Tab., 206 S. Bonn a. Rh.: Universitäts-Buchdruckerei Gebr. Scheur G. m. b. H. 1953. DM 19.60.

Das vorliegende Taschenbuch wendet sich vor allem an die, die berufsmäßig mit Schmuck- und Edelsteinen zu tun haben, wie Juweliere, Edelsteinhändler, Schleifer usw., aber auch an Edelsteinliebhaber und Sammler. Zweifellos wird auch der Mineraloge manchen wesentlichen Nutzen aus dem Buch ziehen können, da ja erfahrungsgemäß häufig an ihn die Aufgabe der Edelsteinbestimmung herangetragen wird.

In der Darstellung ist die Form der alphabetischen Verzeichnisse unter bestimmten Gesichtspunkten bzw. die tabellarische Form bevorzugt. Zuerst wird eine Bezeichnungsübersicht der Schmuck- und Edelsteine gegeben, und zwar einmal als Namensverzeichnis in alphabetischer Reihenfolge und dann, ebenfalls alphabetisch geordnet, die Zusammenfassung der Schmuck- und Edelsteinnamen nach Mineralgruppen. Diese Verzeichnisse sind besonders deshalb für den Mineralogen wertvoll, weil bei jedem Namen ersichtlich ist, ob er im Sinne internationaler Abmachungen zulässig bzw. nur handelsüblich ist und nicht mehr verwendet werden soll. Auf diese Weise soll zur Nomenklaturbereinigung der Schmuck- und Edelsteine beigetragen werden.

Es folgt eine schmuck- und edelsteinkundliche Terminologie, stichwortartig in alphabetischer Anordnung. Hier werden auch mineralogische und petrographische Begriffe erläutert. Es erscheint aber bei einzelnen Stichworterläuterungen fraglich, ob sie ihren Zweck bei dem Benutzerkreis erfüllen, bei dem ja eine entsprechende mineralogisch- petrographische Vorbildung nicht allgemein vorausgesetzt werden kann. Die Erklärungen sind nämlich sehr kurz gehalten, wodurch sich gelegentlich Ungenauigkeiten und auch Unrichtigkeiten ergeben. Es sei nur ein Beispiel angeführt. Beim Schlagwort „Pyramide" (S. 51) steht: „*Pyramide,* Kristallform, deren acht Flächen dreieckigen Umriß haben und alle drei Achsen schneiden."

Ein weiterer Abschnitt behandelt die kennzeichnenden Konstanten und Daten der Schmuck- und Edelsteine, wie chemische, kristallographische und physika-

lische Daten, wie sie bei der Edelsteinbestimmung verwendet werden müssen, wobei reichlich tabellarische Übersichten herangezogen sind. Sinnstörende Druckfehler finden sich auf S. 79: n_{π} statt n_{π} in der Formel für den Brechungsquotienten und $n\lambda$ statt n_{λ} in der Tabelle der optischen Eigenschaften bei den optisch einachsigen Kristallen.

Das folgende Kapitel über die Einschlüsse der Edelsteine, synthetischen Edelsteine, Gläser sowie Dubletten und Tripletten gibt eine sehr übersichtliche und detaillierte Schilderung. Ein ausgezeichnetes Bildmaterial, 124 hervorragende Mikrophotos, dient zur Veranschaulichung des Textes. Dabei ist immer der Blickpunkt auf den diagnostischen Wert der Einschlüsse gerichtet, wenn auch die den Mineralogen besonders interessierende paragenetische Bedeutung zu Wort kommt. Man wird es den Verfassern besonders zu danken haben, daß sie ihre Erfahrungen in dieser Weise niederlegen. Besonderes Interesse haben die Einschlußstudien an synthetischen Smaragden, da diese ja erst seit verhältnismäßig kurzer Zeit im Handel sind. Aber auch die schon bekannteren Unterscheidungsmerkmale der synthetischen und natürlichen Rubine und Saphire werden ausführlich behandelt sowie auch die Einschlüsse an Spinellen usw.

Es folgen tabellarische Übersichten über die Schmuck- und Edelsteine, nach verschiedenen Gesichtspunkten (z. B. Farbe) geordnet. Kurze Kapitel über überzogene Steine, synthetische Edelsteine, Imitationen, das Edelsteinmikroskop und ausführliche Bestimmungstabellen schließen das Buch ab. Gerade auf diese übersichtlichen Bestimmungstabellen und auf die Ausführungen und Bilder über die Einschlußverhältnisse wird man gerne im Ernstfall zurückgreifen.

H. Heritsch, Graz.

Grundzüge der allgemeinen Geologie. Von *H. P. Cornelius*. Herausgegeben von Marta Cornelius-Furlani. Mit 132 Textabb., VIII, 315 S. Wien: Springer-Verlag. 1953. S 120.—, geb. S 135.—; sfr. 24.50, geb. sfr. 27.70; $ 5.70, geb. $ 6.45; DM 24.—, geb. DM 27.—.

Als unser *H. P. Cornelius*, der beste Kenner der Ost- und der Westalpen, im Jahre 1950 allzufrüh der Wissenschaft und seinen Freunden diesseits und jenseits der Grenzen seiner Heimat mitten in seinem eifrigsten und erntendem Wirken entrissen wurde, befand sich in seinem überreichen Nachlaß auch ein Lehrbuch der gesamten Geologie, das seine Witwe und langjährige Mitarbeiterin, Frau Dr. *Marta Cornelius-Furlani*, ergänzte und völlig druckfertig machte, wobei größere Ergänzungen nur im Teil der historischen Geologie nötig waren. Von diesem Manuskript ist nun der größere, die allgemeine Geologie umfassende Teil als selbständiges Werk, mit vielen zumeist eigenen Bildern versehen, in allerbester Ausführung erschienen. *Cornelius* war durch und durch Alpengeologe von größtem Format, das verleugnet das vorliegende Werk in keiner Weise, denn das lag nicht in seines Verfassers Absicht. Keinesfalls aber handelt es sich hier etwa um eine Einführung *nur* in die Alpengeologie, wie etwa die „Einführung in die Geologie" von *H. Cloos* (Berlin, 1936) ein, allerdings unerreicht meisterhaftes, Lehrbuch des Plutonismus in allen seinen Erscheinungsformen ist. Im Gegenteil, *Cornelius* hat eine Gesamtzusammenschau der allgemeinen Geologie gegeben, ohne auch nur eine Erscheinung des Riesengebietes stiefmütterlich zu behandeln. Es ist geradezu erstaunlich, auf wieviele wichtige Einzelheiten der Verfasser bei dieser lückenlosen Zusammenstellung unseres Wissens von der Entwicklung der Erde von den Uranfängen bis in unsere Zeit eingehen konnte, ohne sich dabei auch nur ein einzigesmal in ein ihm lieb gewordenes Einzelproblem zu verlieren.

Auf eine sehr gedrängte Darstellung des stofflichen Aufbaues der Erdrinde, in der eine kurze Übersicht über die Gesteine geboten wird, die auch den neue-

sten Ansichten in der Petrogenesis gerecht zu werden versucht, folgen unsere Ansichten vom Aufbau der Erde und vom Zustand des Erdinnern. Der zweite Teil des Buches bringt unter dem Titel „Die geologische Wirksamkeit der außenbürtigen Kräfte" alles Wissensnotwendige über Verwitterung und Bodenbildung, über die Tätigkeit und Wirkung des fließenden Wassers, der Seen und des Meerwassers, wobei mit Recht ganz besonders auf die marinen Sedimente Bedacht genommen ist. Dieser Teil behandelt auch den Wind als geologischen Faktor. Gerade in diesem weitaus umfangreichsten der drei Teile des Buches beweist der Verfasser seine Fähigkeit, von höchster Warte das Gesamtgebiet der Geologie zu überschauen und die Bedeutung aller geologischen Erscheinungen in ihrer Gesamtheit richtig zu werten. Daß der dritte Teil, der unter dem Titel „Die geologischen Äußerungen des Erdinneren" die gesamten vulkanischen Erscheinungen und die Tektonik, also des Verfassers ureigenstes Gebiet, zusammenfaßt, eine Meisterleistung des Tektonikers *Cornelius* geworden ist, war wohl zu erwarten und bedarf daher keiner Begründung. Aber einzelne Abschnitte, die, ohne daß man es immer merkt, manches durchaus Neue des Verfassers bringen, müssen hervorgehoben werden. Dies gilt besonders für die Abschnitte über das Raumproblem und die Mechanismen der Plutonfüllung (S. 230), über Differentiation und Assimilation (S. 233), wobei die Anerkennung des großen Ausmaßes der Assimilation besondere Beachtung fordert, der in seiner Kürze und Klarheit bestechende Überblick über den Alpenbau (S. 269) und die darauffolgende Behandlung der Geosynklinalen, sowie die kurze Zusammenstellung der Hypothesen über die Gebirgsbildung.

Vielleicht werden nicht alle Fachkollegen stets der gebotenen Auswahl der angeführten Literatur zustimmen. Wenn man sich entschließt, ein Entschluß, der dem Autor sicher schwer geworden ist, in einem kurzgefaßten Lehrbuch überhaupt Literatur zu bringen, so muß man wissen, daß eine solche Auswahl von vornherein nur durchaus lückenhaft sein kann, wenn sie sich, wie hier, auf sehr geringen Raum beschränken muß. Geht der Verfasser diesen Weg, dann muß man ihm zubilligen, nur seine „Lieblingsliteratur" zu bringen. Dies aber ist ein durchaus interessanter, schöner und rein persönlicher Einblick tief in das Herz eines Wissenschaftlers, hier eines solchen von auffallender Bescheidenheit, denn er hat von seinem Recht, sich selbst zu zitieren, nur den bescheidensten Gebrauch gemacht. Einige Ungenauigkeiten im ersten Teil können in der bald zu erwartenden zweiten Auflage dieses ausgezeichneten Einführungslehrbuches leicht behoben werden.

H. Leitmeier, Wien.

Inorganic Thermogravimetric Analysis. Von *C. Duval.* Mit 182 Textabb., XVIII, 531 S. Amsterdam-Houston-New York-London: Elsevier Publishing Co. 1953. Geb. £ 3.

Wie häufig in den Naturwissenschaften entwickeln sich manche Methoden sprunghaft mit der Zeit nach dazwischenliegenden Ruheperioden. So ist die Erkenntnis der klassischen physikalischen Chemie, den isothermen oder isobaren Abbau von Stoffen auf das analytische Problem anzuwenden, sehr alt, das Hilfsmittel hiezu, die Thermowaage, wurde vor fast 40 Jahren von *Honda* geschaffen. Erst viel später setzen die systematischen Arbeiten der Thermogravimetrie ein. Es ist fast das alleinige Verdienst des Verfassers des vorliegenden Werkes, wenn heute diese Methodik zu einem rationellen, automatischen Analysenverfahren ausgebaut ist und sogenannte Vorschriften mit den dazugehörigen „Pyrolyse"-Kurven (Gewichtsänderung mit der Temperatur zwischen 20 und 1000° C) für etwa 1000 Verbindungen vorliegen, die als Fällungssubstanzen in der anorganischen, gravimetrischen Analyse Verwendung finden bzw. empfohlen werden. So

nebenbei lassen diese Pyrolysekurven nunmehr den Wert oder Unwert von altbekannten Arbeitsvorschriften in bezug auf Trocknungs- oder Glühtemperaturen der üblichen Gravimetrie erkennen.

In einem ersten Teil werden im wesentlichen die Thermowaage, ihre Anwendung auf verschiedene Probleme neben der eigentlichen Analyse — wie Reinheitsprüfung, Auffindung unbekannter Verbindungen oder neuer Trennungsvorgänge gebracht; ferner Angaben über die Genauigkeit der Thermogravimetrie sowie eine kurze Beschreibung der automatisch registrierenden Thermowaagen gegeben.

Im zweiten Teil sind dann die thermogravimetrischen Untersuchungen von analytischen Fällungen für praktisch sämtliche Ionen nach steigender Ordnungszahl angeführt. Außer Pyrolysekurven sind in übersichtlichen Tabellen jeweils Fällungsreagens, die Wägeform und die Temperaturgrenzen angegeben.

Der Text ist außerordentlich klar, auch was die Einführung in diese Methodik betrifft, so daß jeder analytisch arbeitende Chemiker das Erscheinen dieses Standardwerkes freudig begrüßen wird.

Druck und Ausstattung sind gut.

H. Nowotny, Wien.

The Interpretation of X-Ray Diffraction Photographs. Von *N. F. M. Henry*, *H. Lipson* und *W. A. Wooster*. Mit 266 Textabb., IX, 258 S. Toronto-New York-London: D. van Nostrand Comp. Inc. 1951. Geb. $ 8.50, £ 2/2/0.

Das Buch ist in sehr konsequenter Weise in Kapitel, Abschnitte und Unterabschnitte gegliedert, was die gegenseitige Bezugnahme sehr erleichtert. Die Kapitel beinhalten: 1. Knappe Darstellung der Kristallmorphologie und der Projektionsmethoden. 2. Das Wichtigste über Röntgenstrahlen (auch auf nötige Vorsichtsmaßnahmen beim Arbeiten mit ihnen ist nicht vergessen worden). 3. Laue- und Bragg-Gleichungen; reziprokes Gitter (von welchem im ganzen Buch reichlich Gebrauch gemacht wird). 4. Einkristall- und Faseraufnahmen. 5. Auswertung von Schwenkaufnahmen unter Benutzung von Bernal-Diagrammen (dieser Abschnitt ist etwas breit geraten; auch einige Abbildungen erscheinen dem Referenten überflüssig). 6. Auswertung von Laue-Diagrammen (Normal- und Rückstrahldiagramme). 7. Auswertung von Weissenberg- und Equi-Inclination-Aufnahmen. 8. Orientierung von einfachen Kristallen und Zwillingen. 9. Bevorzugte Orientierung in polykristallinen Aggregaten. Das 10. Kapitel über Geometrie und Symmetrie der Kristalle bringt unter anderem sehr wertvolle Anweisungen für kristallographische Transformationen aller Art; es behandelt ferner die verschiedenen Mittel zur Symmetriebestimmung; in diesem Zusammenhang führt ein besonderer Abschnitt in das Studium der trigonalen Kristalle ein unter Anführung der verschiedenen Indizierungsmöglichkeiten. 11. Eine ins einzelne gehende Beschreibung der verschiedenen Methoden zur Herstellung von Pulveraufnahmen. 12. Auswertung der Pulveraufnahmen. 13. Ausführung und Zweck von exakten Gitterkonstantenbestimmungen aus Pulver- und Einkristallaufnahmen. 14. Photometrische und ionisationsspektrometrische Intensitätsmessungen. 15. Intensitätsberechnung. 16. Korngrößenbestimmung in polykristallinen Aggregaten. 17. Identifizierung von kristallinen Substanzen mit Hilfe der Pulvermethode. — Ein Anhang bringt Anweisungen für die Durchführung von Berechnungen und Anodenreinigung, ferner die quadratischen Formen und die Auflösung einiger im Text gestellter Aufgaben und schließlich eine ganze Anzahl von für die Strukturbestimmung notwendigen, numerischen Tabellen. Darunter vermißt man leider eine über die Raumgruppen und Auslöschungsregeln; dies ist *der* Mangel des Buches.

Aus der Inhaltsübersicht — auf die eigentliche Strukturbestimmung wird kaum eingegangen — ist zu entnehmen, daß der Anfänger aus dem Buch alles schöpfen kann, was er zur Einarbeitung in die Röntgenkristallographie benötigt; so muß das Buch, das auf die Berührung einiger neuerer Methoden überhaupt verzichtet oder sie nur kursorisch erwähnt, auch aufgefaßt werden. — Die ganze Darstellung ist sehr klar und gut verständlich, sie zeigt auf reicher Erfahrung beruhendes pädagogisches Geschick; da und dort erscheint sie dem Referenten etwas zu breit geraten. Aus äußeren Gründen beziehen sich in den ersten Kapiteln die Zahlenangaben auf kX-Einheiten, in den späteren auf Å-Einheiten. — Einige Druckfehler sind leicht als solche erkenntlich.

Die Literaturzitate sind in das Namensregister hineingearbeitet. — Die Bebilderung ist sehr reichhaltig und instruktiv.

Jedem angehenden Röntgenkristallographen ist das Buch bestens zu empfehlen; sein Studium vermittelt einen soliden, vielseitigen Grundstock.

F. Machatschki, Wien.

Principles of Geochemistry. Von *B. Mason.* Mit 42 Textabb. und 39 Tab, X, 276 S. New York: J. Wiley & Sons. — London: Chapman & Hall. 1952. Geb. $ 5.—.

Verfasser geht von den Beziehungen zwischen Erde und dem übrigen Universum aus und behandelt in diesem Zusammenhang zunächst die kosmische Häufigkeit der Elemente und die durchschnittliche Zusammensetzung der Meteoriten ohne besondere Berücksichtigung der Isotopen. Jedoch wird an verschiedenen späteren Stellen die Isotopenzusammensetzung einzelner Elemente besprochen, z. B. jene des Kohlenstoffs unter Hinweis auf die dadurch möglichen Altersbestimmungen usw. Das zweite Kapitel handelt vom Aufbau des Erdballes; dabei entscheidet sich Verfasser grundsätzlich unter kritischer Würdigung der geophysikalischen Daten für die Nickeleisenkerntheorie unter Annahme einer Zwischenschale aus ziemlich homogenem Silikatmaterial. Auf der Basis einer derartigen sulfidarmen Zwischenschale wird auch der Gesamtstoffbestand der Erde unter Vergleich mit den Daten von *Niggli* und *Washington* abgeschätzt. An die quantitative Behandlung des Stoffbestandes der Erdkruste (unter Angabe der Häufigkeitszahlen für die meisten Elemente) schließen sich Ausführungen über die vorgeologische und spätere geochemische Entwicklung der Erde. Nun folgt ein knappes Kapitel unter dem Titel Kristallchemie und Thermodynamik, natürlich unter besonderem Bezug auf die Silikate. In den nächsten Kapiteln wird auf Entwicklung und Chemismus der Eruptivgesteine, der Sedimentgesteine, der Hydrosphäre, der Atmosphäre und der Biosphäre eingegangen; alle diese Kapitel sind reichlich mit aufschlußgebenden tabellarischen Zusammenstellungen ausgestattet. Das Kapitel über die metamorphen Gesteine deckt sich in starker Anlehnung an die Folgerungen von *Eskola* im wesentlichen mit der Metamorphoselehre der Petrologie und hat dementsprechend nur relativ geringe Berührung mit der Geochemie. Das letzte Kapitel, „Der Geochemische Zyklus", gibt in Kürze ein großzügiges, allgemein gehaltenes Bild der Elementwanderungen im zugänglichen Teile des Erdballes.

Das Buch ist in seinem klaren Stil und in seiner knappen und präzisen Ausarbeitung als Lehrbuch bestens zu empfehlen. Die Darstellung ist einfach und nicht nur für Geologen, Mineralogen und Chemiker, sondern auch für weitere Kreise von Studierenden der exakten Naturwissenschaften gut verständlich und anregend. Es ist sehr geeignet, das Interesse für die geochemische Forschung zu erwecken und zu fördern; ein vergleichbares Werk in deutscher Sprache fehlt.

F. Machatschki, Wien.

Das „physikalische Modell" und die „metaphysische Wirklichkeit". Versuch einer Metaphänomenologie. Von *E. Nickel.* („Glauben und Wissen": Nr. 9.) 100 S. München-Basel: E. Reinhardt Verlag. 1952. DM 4.20, geb. DM 5.80.

Verfasser steht im wesentlichen auf dem philosophischen Standpunkt des kritischen Realismus. Es ist für den Naturwissenschaftler äußerst interessant, seinen Ausführungen zu folgen, die manchem eine innere Bereicherung geben werden. Sie verschaffen Klarheit über die Möglichkeiten und die Grenzen naturwissenschaftlicher Erkenntnis im Hinblick auf das bewirkende Etwas — metaphysische Wirklichkeit genannt. Unter Metaphysis versteht der Verfasser aber nicht irgendeine logische hintere Ebene — etwas, was man von den Dingen durch Abstraktion als Denkmöglichkeit erhält —, sondern das eigentliche bewirkende Innen, eine *Realität,* die sich in den Phänomenen auswirkt. Es erscheint eine *Real*-Manifestation des „an sich", nicht etwa nur eine von der Metaphysis induzierte „bloße Vorstellung". Keineswegs wird also die sinnlich erfahrbare Welt zum leeren Schein degradiert. Der Naturwissenschaftler steht vielmehr in echtem Wirkungskonnex mit seinem Objekt, aber er nimmt seine Tätigkeit nur über die Phänomene wahr.

Besonders interessant für den Kristallographen und Strukturforscher sind wohl die Ausführungen über Materie-Entelechie (metaphysische Gestaltungskraft) im Vergleich zur Entelechie im Biologischen, wo das Wirken eines solch höheren Prinzips ohneweiters anerkannt wird. — Und das Symmetriebestreben der Kristalle, jene individuierenden Kräfte im Materiellen, die sich im Feinbau der Raumgruppensymmetrie äußern, sie sollen wir für Selbstverständlichkeiten halten? Natürlich geht es auch ohne Inanspruchnahme „besonderer Kräfte"; aber dann gibt es eben auch im Organismus (beispielsweise bei der Pflanze) keine besonderen Kräfte, denn man kann ja auch alles physikalisch-chemisch erklären (angeblich!). Gern hätten wir des Verfassers Meinung gehört über Zielstrebigkeit bei der Kristallisation der Materie, über Deutung des Kristalls als individuierte Ganzheit in seiner seltsamen Zwischenstellung zwischen der Materie atomarer Bereiche (Atome, Moleküle in Gasen und Flüssigkeiten) einerseits und der lebenden Zelle anderseits.

F. Raaz, Wien.

Fouriersynthese von Kristallen und ihre Anwendung in der Chemie. Von *W. Nowacki.* (Lehrbücher und Monographien aus dem Gebiete der exakten Wissenschaften.) Mit 120 Textabb., 248 S. Basel: Verlag Birkhäuser. 1952. sfr. 30.15, geb. sfr. 34.30.

Das vorliegende Buch war schon 1948 im wesentlichen abgeschlossen, konnte aber aus äußeren Gründen erst 1952 erscheinen. Es stellt sich neben das weniger ausführliche Werk in englischer Sprache von *A. D. Booth* (Fourier technique in X-ray organic structure analysis, Cambridge, 1948) und wendet sich vor allem an die vorgeschrittenen Studierenden der Mineralogie und Chemie, darüber hinaus an alle an der praktischen Strukturanalyse Interessierten.

Nahezu die Hälfte des Umfanges ist der Fouriersynthese der Elektronendichte gewidmet, deren Theorie in einer für den Praktiker sehr brauchbaren Weise entwickelt wird; die gut ausgewählten praktischen Beispiele erweisen sich auch für den Anfänger als sehr nützlich. Bedeutender Raum ist auch eingehenden Hinweisen für die Phasenwinkel- und Vorzeichenbestimmung zugemessen, von der Trial-error-Methode angefangen bis zu den *Harker-Kasper*-Ungleichungen. — Das zweite Kapitel bringt alles Notwendige über *Patterson-, Harker-* und *Buerger*-Synthesen. — Das dritte Kapitel schließlich ist in erster Linie den Rechenhilfsmitteln für die Synthesen (Streifen, Lochkartenmaschinen, verschie-

denen Rechenmaschinen) gewidmet; anschließend werden die optischen Methoden zur Synthese (Röntgenmikroskop, Fliegenauge, *Huggins*-Masken) in ihrer Anwendung eingehend behandelt.

Das Buch stellt eine wertvolle, ja notwendige Bereicherung des deutschsprachigen Schrifttums auf dem Gebiet der Kristallstrukturforschung dar. Die ganze Darstellung ist so gehalten, daß auch jemand, der sich in dieses Gebiet erst einzuarbeiten beginnt, das Buch vorteilhaft benutzen kann; die Erstrebung dieses Zweckes rechtfertigt auch Breiten in der Darstellung, wie sie sich da und dort finden. Die den einzelnen Unterabschnitten beigegebenen Literaturnachweise sind sehr vollständig und leuchten sozusagen in jeden Winkel des Gebietes hinein. Ein gewisser Nachteil liegt darin, daß zwischen der Fertigstellung des Manuskriptes und der Veröffentlichung ein so langer Zeitraum verstrichen ist. Das bringt es mit sich, daß einige in jüngster Zeit entwickelte Methoden keine Berücksichtigung und kritische Würdigung fanden. Das Buch stellt jedoch für alle auf dem einschlägigen Gebiet Arbeitenden ein unentbehrliches Hilfsmittel dar, aus dem Auskunft in allen wesentlichen Punkten geschöpft werden kann. Es ist mehr als ein einfaches Lehrbuch, es ist mit seinen ausführlichen Quellenangaben auch ein Nachschlagewerk. Manche Methoden und Theorien sind überhaupt erstmalig buchmäßig ausgewertet.

Die reichliche Bebilderung ist elegant und sehr anschaulich, die Ausstattung des Werkes über jedes Lob erhaben.

F. Machatschki, Wien.

The Origin of Metamorphic and Metasomatic Rocks. A treatise on recrystallization and replacement in the earth's crust. Von *H. Ramberg.* 317 S. Chicago: At the University of Chicago Press. 1952. Geb. $ 10.—.

Der Verfasser beginnt mit einer Nomenklatur der verschiedenen Metamorphosen, dabei setzt er sich im Gegensatz zu anderen Forschern für den Ausdruck Regionalmetamorphose ein, die er seiner Dynamo-Thermometamorphose gleichsetzt. Seine Darstellung der physikalisch-chemischen Grundlagen ist durchaus auf die Bedürfnisse des Petrologen abgestellt, eine große Anzahl von Diagrammen ergänzt die Darstellung. Dann wird u. a. auf die Beziehungen von Plagioklas zum Großular, Lawsonit, Jadeit, Glaukophan eingegangen und es werden Systeme entwickelt, in denen Titanit auftritt. Kristallchemisch ausgerichtet ist ein Abschnitt über die chemische Kinetik der Metamorphose, wobei auch die Diffusion im festen Körper Berücksichtigung findet. Ausführlich sind die Deformationserscheinungen und die Wachstumserscheinungen behandelt, die sich ebenfalls, wenn möglich, auf chemisch-physikalische Gesetzmäßigkeiten stützen, wobei besonderes Gewicht auf das Rieckesche Prinzip gelegt wird, dann folgt ein kurzer Abschnitt über Stress- und Antistressmineralien. Daran schließt sich ein Überlick über die strukturellen Eigenschaften der Metamorphite, in dem auch die idioblastische Reihe *Beckes* Berücksichtigung findet. Ausführlich wird die Fazieslehre behandelt, wobei die Mineralfazien in der Reihung: Grünschiefer-, Epidotamphibolit-, Amphibolit-, Granulit-, Pyroxenhornfels-, Sanidinit-, Eklogit-, Gaukophanschieferfazies besprochen sind. Eine Unterteilung in Subfazien tritt viel weniger hervor als im Buche von *Turner* (1951). Völlig selbständig werden dann in den folgenden Abschnitten die Erscheinungen der Metasomatose behandelt. Auf eine theoretische Einleitung wird über die Platznahme der Lösungen in den Mineralkörpern und über den Ursprung der Porenlösungen und über die Kapillarität gesprochen. Dabei wird auch für die Entstehung der Restlösungen eine Anzahl von Möglichkeiten angeführt. Man kann unterscheiden: Restlösungen aus ursprünglichen juvenilen und palingenen Schmelzen, wie sie uns heute noch

die Vulkane zeigen. Restlösungen können aber auch bei den Übergängen hydrierter Mineralien in „trockene" entstehen, ebenso durch Abfangen von Wasser bei der Sedimentation. Schließlich könnte auch Grundwasser in die Zone der Metasomatose dringen und so einen Teil der Restlösungen bilden. Die Alkalimetasomatose kann nicht nur Feldspatisierung erzielen, sondern auch in basischen Gesteinen Biotit bilden, wenn solche Lösungen auf Hornblende, Augit, Granat, Disthen stoßen. Alle diese Reaktionen werden durch Formeln dargestellt. Die Porenlösungen sind auch als die Granitisationslösungen angenommen worden, ohne — durchaus begreiflicherweise — etwas Näheres über die Tiefenentstehung auszusagen. Diffusionen im festen Zustand werden ausführlich besprochen und durch Formeln erläutert. Nun folgt eine Darlegung der sogenannten Differentiation, die darin besteht, daß durch Metamorphose aus einem ursprünglich einheitlichen Gesteinskörper verschiedene Mineralassoziationen entstehen können. Dazu gehören Grenzreaktionen, die Einwirkung verschiedener Druckintensitäten auf die Ausfüllung von Spalten, Differentiationen auf Grund von Faziesausgleich an Berührungsgrenzen, Differentiationen auf Grund verschiedener Plastizität *(W. Schmidt)*. Dann spricht der Verfasser über Metasomatosen in Sedimenten und Sedimentgesteinen, wozu unter anderem auch die Dolomitisierung und die Verkieselung während der Diagenese gehört. Im Abschnitt über die Metasomatose in metamorphen Komplexen wird auch die Granitisation behandelt. Ein Überblick über die alten Gneisareale leitet diesen Abschnitt ein, worauf die T/P-Bedingungen ausführlich behandelt sind, die nach *Rambergs* Ansicht die Metamorphite in Temperaturbereichen von weniger als 100 bis zirka 700° und Drucken von 5 bis 10.000 Atm. bilden. Die Gebiete der untersten Grenze enthalten keine granitisierten Gesteine, die Granitisation beginnt erst in der Epidotamphibolitfazies, besonders in der Nähe der Amphibolitfazies bei einer Temperatur von zirka 350°; Ausschmelzungen größeren Ausmaßes (partielle Anatexis) hält der Verfasser für unwahrscheinlich. Für Granitisation durch Silikatschmelzen sind nach seinen Berechnungen 550 bis 600° die unterste Grenze, es ist daher anzunehmen, daß Granitisation ohne Mitwirkung von Silikatschmelzen stattfindet. Nach kurzer Behandlung des Raumproblems und der Pegmatitbildung werden die Gründe der Granitisation besprochen, ohne auf den Vorgang selbst noch näher einzugehen. Die Bildung einer basischen Front im Sinne von *Doris Reynolds* wird erwähnt, dann die Skarnbildung, Entstehung der Erze, die Spilitisierung usw. Dann wird der Tiefenwulst besprochen und mit einem kristallchemischen Anhang in Kleindruck geschlossen.

Es muß bemerkt werden, daß die Auswahl der gebrachten Literatur etwas einseitig ist. Im Literaturverzeichnis fehlen für die Entwicklung der gesamten Petrogenesis so wichtige Namen wie: *Erdmannsdörffer, Grubenmann, Heim, Holmquist, Niggli, Linck, Raguin, Reinhard. Stille. Becke* ist nur bei der diablastischen Reihe und der Volumsregel genannt, nicht aber im Literaturverzeichnis.

H. Leitmeier, Wien.

Studien am „Neuen Lager" der Kieslagerstätte von Meggen (Lenne). Von *H. Seifert, E. Nickel* und *E. Bruckmann*. (Opuscula Mineralogica et Geologica. Herausgegeben von E. Nickel.) Mit 16 Textabb., 28 Abb. auf 9 Tafeln, 70 S. Kettwig a. d. Ruhr: Verlag G. Feller-Nottuln. 1952. DM 12.80.

Die Verfasser haben sich in dankenswerter Weise die Mühe gemacht, die interessante Schwefelkies- und Schwerspatlagerstätte von Meggen mit neuen Methoden zu bearbeiten. Vor allem wurde an Hand einer größeren Anschliffserie aus Profilen der Lagerstätte die metamorphe Überprägung im einzelnen

festgestellt und die Strukturen und Texturen der Erze in sehr instruktiven Bildern festgehalten.

Auf Grund der Physiographie eines „Normalprofils" wird eine moderne Interpretation der Strukturen zu geben versucht, wobei die Vorstellungen einer Metasomatose von *Schouten* und ältere Ansichten über die Mitwirkung von (vererzten) Bakterien im Sinne von *Schneiderhöhn* eingehend diskutiert werden.

An Hand von zahlreichen neuen Analysen (Durchschnitts- und Einzelanalysen) wird vor allem die quantitative Verteilung der Zinkblende in den Erzlagern sowie ihr Gehalt an Eisen genauer untersucht und ein Vergleich der chemischen Profile mit den aus der erzmikroskopischen Durchmusterung abgeleiteten Gehalten des „Normalprofils" durchgeführt. Das aus diesen Untersuchungen erhaltene Bild der Genese als eine gemischte sedimentär-submarin-magmatische versuchen die Verfasser durch besondere geochemische Untersuchungen zu stützen. Folgende Ergebnisse sollen für die Zufälligkeiten der Mischung sedimentärer und magmatogener Komponenten sprechen: 1. Das bleibende Mißverhältnis von wenig Blei zu dem charakteristischen Mengenverhältnis der beiden Hauptelemente Eisen und Zink. 2. Die sehr geringe Selenmenge im Meggener Kies, die mit Selenwerten tief- bis mittelthermaler Kiesvorkommen besser vergleichbar ist als mit solchen rein sedimentärer Sulfide.

Andere Gehalte von Spurenelementen wie das Nickel-Kobalt-Verhältnis und der Mangangehalt in den Pyriten sollen keinen eindeutigen Hinweis geben. Wie die Verfasser selbst bedauern, wurden die genetisch bedeutsamen Spurenelemente: Gallium, Indium, Germanium, Zinn, in den Meggener Zinkblenden bisher noch nicht bestimmt. Allerdings dürften solche Analysen wegen der innigen Verwachsung der Erze auch große Schwierigkeiten machen.

Die Verfasser glauben, daß sich untermeerische Quellen in der Nähe einer der vielen verschlammten Meeresmulden mit stagnierendem — alkalisch reagierendem — Wasser befunden haben, welche zusätzlich Eisen, Zink, Barium, Chlorid und Schwefelwasserstoff lieferten. Eine gemischt submarin-magmatisch-sedimentäre Genese mit metamorpher Überprägung wäre demnach für die Meggener Lagerstätte anzunehmen.

Zahlreiche ausgezeichnete Mikrophotographien sind der Abhandlung beigegeben; auch sonst muß die gute Ausstattung des Werkes hervorgehoben werden.

H. Haberlandt, Wien.

Angewandte Radioaktivität. Von *K. E. Zimen.* Mit 45 Textabb. und einer Tafel, VIII, 124 S. Berlin-Göttingen-Heidelberg: Springer-Verlag. 1952. Geb. DM 18.80.

Ein Buch wie obiges war schon lange ein dringendes Bedürfnis. Es stellt in klarer und verständlicher Sprache die Anwendungen der modernen Atomphysik für friedliche Zwecke dar. Mit Recht sagt der Verfasser in der Einleitung: Den wahren Inhalt des Wortes „Atomzeitalter" sollten doch mehr und mehr die beiden friedlichen Möglichkeiten für die Ausnutzung der Atomenergie ausmachen, die Atomkraft und die Isotope.

Nachdem im ersten Kapitel des Buches zunächst einige grundlegende Begriffe und die Kerneigenschaften behandelt werden, werden im zweiten Kapitel die prinzipiellen Möglichkeiten für die Anwendung radioaktiver Isotope ausführlich besprochen.

Am wichtigsten ist die Markierung nicht aktiver Elemente durch ein radioaktives „Leitisotop". Diese Methode wird vor allem in der medizinischen Diagnostik und in der Biologie angewendet.

Der Stoffwechsel von gewöhnlichen Nährstoffen, von Vitaminen und mineralischen Elementen, insbesondere von Spurenelementen wurde auf diese Weise untersucht.

Für die Kristallchemie und Geochemie sind die Anwendungen der Kristallstrukturanalyse mit Neutronen und der Mikroanalyse von seltenen Elementen mit Hilfe der Aktivierung von Bedeutung. Ferner auch eine Methode, die Effektivität von chemischen Trennungen durch Zusatz eines Isotopes kontrollieren zu können.

Die neuartige von *O. Hahn* entwickelte Emaniermethode, um Veränderungen der Struktur oder Oberfläche der indizierten Substanz zu studieren, wird ausführlich behandelt, wobei der Autor auch eigene grundlegende theoretische Erwägungen angestellt hat.

Leitisotoptabellen, Tabellen zum Strahlenschutz und eine Tafel des Periodischen Systems unter besonderer Berücksichtigung der Isotopenzusammensetzung der Elemente beschließen das interessante Buch, das bestens empfohlen werden kann.

H. Haberlandt, Wien.

Zur Struktur und Materie der Festkörper. Diskussionstagung der Sektion für Kristallkunde der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft am 1./2. Mai 1951 in Frankfurt a. Main. Mit 95 Textabb., VIII, 304 S. Berlin-Göttingen-Heidelberg: Springer-Verlag. 1952. DM 28.60.

Die Idee zur Tagung entsprang dem Bedürfnis, Mineralogen, Chemiker, Physiker und Physikochemiker zu einer gemeinsamen Besprechung der Probleme des kristallinen Zustandes zusammenzuführen.

P. Niggli sprach über die phänomenologische Symmetrielehre in ihrer Anwendung auf den strukturell definierten Kristall-, Fourier- und Pattersonraum; er erstrebt mit Recht eine engere Verbindung der traditionellen Kristallographie, der Strukturlehre und der physikalischen einschlägigen Foschung unter Benutzung der Vorzüge aller Richtungen.

Die Ausführungen von *C. Hermann* zeigen in Verbindung mit den angeschlossenen Diskussionsbemerkungen die Komplikationen auf, die sich beim Übergang vom dreidimensionalen Raum zum n-dimensionalen einstellen. — Nach diesen theoretischen Vorträgen kamen Praktiker verschiedener Richtungen zum Wort:

Gegenstand einer umfangreichen Diskussion waren die Ausführungen von *O. Knacke, J. N. Stranski* und *G. Wolf* über die Verdampfung von Kristallen, illustriert durch die großen Unterschiede in den Verdampfungsgeschwindigkeiten des Molekülgitters des Arsenoliths und des Schichtgitters des gleich zusammengesetzten Claudedits.

Eine noch umfangreichere Diskussion riefen *W. Kossels* grundlegende Ausführungen: „Die Beobachtung von Kristallkugeln als Forschungsmittel für Oberflächenvorgänge" hervor.

Die weiteren Vorträge lassen erkennen, daß die Probleme des Realkristalles sich immer ebenbürtiger jenen des Idealkristalles zur Seite stellen, ja sie in bezug auf die technische Praxis sogar überragen. *H. Jagodzinski* berichtete über die kooperative Fehlordnung in Kristallen und *R. Hosemann* über den statistischen Charakter der Feinstruktur hochmolekularer und kolloider Stoffe.

Den Gläsern aller Art waren die erschöpfenden Betrachtungen von *A. Smekal:* „Über die Existenzbedingungen von Glaszuständen" gewidmet.

Schließlich sprach *H. Witte* auf Grund neuer, zum Teil noch der theoretischen Auswertung harrender Untersuchungen über den Einfluß von Brillouin-Zonen auf physikalisch-chemische Eigenschaften von Legierungen.

Wenn auch keineswegs alle Richtungen auf der ersten deutschen Tagung dieser Art zu Worte kamen, zeigen doch schon die diesmal von hervorragenden Kennern der betreffenden Teilgebiete beigesteuerten Beiträge, daß die Lehre vom kristallinen Zustand immer mehr eine zentrale Stellung im naturwissenschaftlichen Weltbild gewinnt. Es zeigt sich damit auch, daß die Deutsche Mineralogische Gesellschaft mit der Gründung einer Sektion für Kristallkunde, die über den engeren Kreis der Gesellschaft hinaus weitere Bereiche der exakten Forschung zu vereinen sucht, einen richtigen und zeitgemäßen Weg beschritten hat. So wird auch der zweiten, in diesem Jahr in Erlangen stattfindenden Tagung dieser Art ein voller Erfolg beschieden sein.

F. Machatschki, Wien.

The Mineralogy of Greenland. Von *O. B. Böggild*. (Meddelelser om Grönland: Band 149, Nr. 3.) Mit 88 Textabb. und einer Kartenbeilage, 442 S. Kopenhagen: C. A. Reitzels Forlag. 1953. d. Kr. 65.—.

Die im Jahre 1905 von *O. B. Böggild* als Bd. 33 der Meddelelser om Grönland veröffentlichte „Mineralogia Grönlandica" stellte fast 5 Jahrzehnte lang zunächst für den klassischen Mineralogen, dann aber besonders für den kristallchemisch orientierten eine unentbehrliche und unerschöpfliche Fundgrube von Anregungen dar. Durch eine große Anzahl von wissenschaftlichen und auf rohstoffwirtschaftliche Zwecke abgestellte Expeditionen wurde das einschlägige Material außerordentlich bereichert und der wissenschaftlichen Bearbeitung zugeführt. Es muß hervorgehoben werden, daß die in Grönland stationierten Industrieunternehmungen alles getan haben, um die wissenschaftlichen Aufsammlungen und die Durchforschung des reichlich beigebrachten Materials zu fördern, ja sie haben weit mehr Material zur Verfügung gestellt, als durch die wissenschaftlichen Kräfte bisher bearbeitet werden konnte.

Nach wie vor blieben von größtem Interesse und größtem Mineralreichtum die nephelinsyenitischen Intrusionen, die in vergleichbarer Mineralführungsmannigfaltigkeit nur von den Pegmatiten ähnlicher Herkunft auf der Halbinsel Kola und im Langensundfjord annähernd erreicht werden. So sind allein aus dem kleinen Fundbereich von Narssârssuk 45 verschiedene Mineralien bekannt geworden, von denen 8 auf dieses Vorkommen überhaupt beschränkt sind, viele andere nur auf wenigen anderen Lokalitäten angetroffen werden.

Die kurze Einleitung bringt einige interessante geochemische Feststellungen. Im Hauptteil werden insgesamt 221 Mineralien angeführt. Die Anordnung im speziellen Teil folgt wie in der ersten Auflage dem üblichen chemischen System, das sich für derartige Zwecke sehr gut bewährt. Sehr erweitert sind die Fundortangaben und -beschreibungen. Leider wurden bei den Formelangaben die gegenwärtigen kristallchemischen Gesichtspunkte vielfach nicht berücksichtigt.

Den Abschluß bildet ein Fundortverzeichnis und ein Mineralregister. Der Übergang von der dänischen zur englischen Sprache macht das bestausgestattete Werk noch größeren Interessenkreisen bequem zugänglich.

F. Machatschki, Wien.

Herausgeber, Eigentümer und Verleger: Springer-Verlag, Wien, I., Mölkerbastei 5. — Für den Inhalt verantwortlich: Prof. Dr. Felix Machatschki, Mineralogisches Institut der Universität, Wien, I., Universität. — Druck: Friedrich Jasper, Wien, III., Tongasse 12.

Aus dem Mineralogischen Institut der Universität Thessaloniki, Griechenland.

Antlerit aus Lavrion. Eventuelle Identität des Arnimits mit Antlerit.

Von

P. Kokkoros.

(Eingelangt am 1. Juni 1953.)

Unter den vielen Mineralarten, die die Oxydationszone der *Kamareza*-Grube von *Lavrion* birgt, haben wir vor kurzem das Vorkommen einer Anzahl von Mineralien bestätigt, deren Vorhandensein in diesem Distrikt zum ersten Male bemerkt wurde, nämlich des Mixits, Olivenits, Konichalkits (Higginsit) und Ktenasits. Bei der weiteren Verfolgung der Untersuchung der Mineralparagenesen dieser Zone hat sich auch das Vorkommen des *Antlerits* $Cu_3(OH)_4[SO_4]$ bestätigt.

Die diesbezügliche Stufe ist im Mineraliensammlungskatalog des Institutes mit Nr. 372 notiert. Sie besteht aus einem lebhaft grünen feinpulverigen, sehr lockeren, beim bloßen Antasten abfärbenden Material, in Paragenese mit einem zusammenhängenden Aggregat von Azuritkristallen, dessen Oberfläche und Hohlräume mit Antleritpulver bedeckt und erfüllt werden. Die Farbe des Minerals entspricht der Nr. 975 der Baumann-Praseschen Farbtonkarte.

Unter dem Mikroskop erscheint das Mineral in Form von sehr feinen, durchsichtigen, kurzprismatischen Kristallen von rhombischer Symmetrie, etwa 70 μ lang und 20 μ dick. Wird die Achse der Prismenzone als c-Achse gewählt, so begrenzt sich der Kristall durch die Formen (110), (010) und (001). Der Winkel (110) : $(1\bar{1}0)$, gemessen am Mikroskoptisch auf die Flächen (001) wurde $\simeq 52{\cdot}5^0$ gefunden. Die optischen Achsen stehen fast senkrecht auf den (110)-Flächen, daher $2V = 52{\cdot}5^0$. Orientierung der Indikatrix: $n_\alpha = b$, $n_\beta = c$, $n_\gamma = a$. Pleochroismus deutlich mit n_α gelblichgrün, n_β und n_γ grün. Aus Schichtlinien- bzw. Weissenbergdiagrammen, die durch Drehung um die c-Achse aufgenommen wurden, sind folgende Gitterkonstanten bestimmt worden:

$$a = 6{\cdot}02\ kX,\ b = 12{\cdot}00\ kX,\ c = 8{\cdot}24\ kX.$$

Nach diesen Daten läßt sich das Mineral eindeutig als Antlerit bestimmen. Die oben gewählte Aufstellung stimmt mit der von *Ungemach* angegebenen überein. In der Aufstellung nach *Palache* sind bei Beibehaltung der b-Achse die Achsen a bzw. c miteinander vertauscht worden. Nach dieser letzten Aufstellung stimmen die Gitterkonstanten mit denen der Literatur gut überein.

Antlerit von Lavrion	Antlerit nach *Richmond*
a = 8·24 kX	a = 8·22 kX
b = 12·00 kX	b = 11·97 kX
c = 6·02 kX	c = 6·02 kX

In folgender Tabelle werden die d-Werte und Intensitäten der ersten 16 Linien eines mit Fe-Strahlung aufgenommenen Pulverdiagrammes angegeben.

Tabelle.

1	5·99 m	9	2·675 st
2	5·369 m-st	10	2·560 st
3	4·839 st	11	2·493 sch-m
4	3·589 st	12	2·424 sch
5	3·405 sch	13	2·300 s. sch
6	3·310 s. sch	14	2·237 s. sch
7	3·085 sch	15	2·124 st. st.
8	2·987 sch	16	2·057 sch

Die Antleritkristalle von Lavrion weichen hinsichtlich des Habitus von den Kristallen anderer Fundorte ab. Sie sind nämlich prismatisch nach [100] (in der Aufstellung nach *Palache*), während die Kristalle anderer Fundorte tafelförmig nach (010) oder prismatisch nach [001] entwickelt sind. Ganz seltene vereinzelte tafelförmige Kristalle sind auch beim Lavrion-Antlerit beobachtet worden.

Die Frage nach einer Identität des Arnimits mit Antlerit stellte sich während der Untersuchung des Antlerits von Lavrion auf Grund der in der Literatur über das erste Mineral vorhandenen Daten. Mit dem Namen Arnimit wurde von *Weisbach* ein basisches Kupfersulfat benannt, welches als ein Aggregat von kurznadeligen bis schuppigen Kristallen in innigem Gemenge mit Anhydrit und Gips in dünnen Überzügen auf dem Porzellanjaspis von Planitz bei Zwickau aufgefunden wurde. Aus einer einzigen Analyse dieses Materials ist die Formel $Cu_5(OH)_6(SO_4)_2 \cdot 3\,H_2O$ abgeleitet worden. Auf Grund dieser Formel wurde der Arnimit als eine calciumfreie Varietät von Devillin betrachtet. Nach *Frondel* hingegen, der ein Pulverdiagramm von authentischem Arnimit untersuchte, besteht keine Ähnlichkeit zwi-

schen Devillin und Arnimit, der Arnimit wird als eigene Mineralart angenommen. Die d-Werte und relativen Intensitäten der fünf stärkeren Reflexe dieses Pulverdiagrammes sind nach *Frondel:* 4·84 (1 = 10), 3·60 (9), 2·68 (8), 2·57 (8), 2·13 (7). Wie aus obiger Tabelle zu ersehen ist, fallen diese Reflexe mit den stärkeren Reflexen der Pulveraufnahme von Antlerit zusammen. Infolgedessen, falls die Authentizität des von *Frondel* untersuchten Arnimits als gesichert angenommen werden kann, ist der Name Arnimit aus der Liste der Mineralarten zu streichen.

Literatur.

Frondel, Cl., in *Dana's* System of Mineralogy, Seventh Edition, 1951. — *Palache, Ch.*, Am. Min. 24 (1939), 293. — *Weisbach, A.*, Jahrb. f. d. Berg- u. Hüttenwesen im Kgr. Sachsen, 1886, 86. — *Ungemach*, Bull. Soc. Min. France 47 (1924), 124.

Aus dem Mineralogischen Institut der Universität Thessaloniki, Griechenland.

Röntgenkristallographie von Hydrocerussit.

Von

P. Kokkoros und **K. Vassiliadis.**

Mit 2 Textabbildungen.

(Eingelangt am 25. Juni 1953.)

In den Bleischlacken von Lavrion, die von den Hüttenarbeitern zur Zeit des Perikles ins Meer geworfen worden waren, findet man bekanntlich eine Anzahl von basischen bzw. chlorhaltigen Bleikarbonaten, wie Laurionit, Paralaurionit, Fiedlerit u. a., welche durch die Einwirkung des Meerwassers auf die bleihaltigen Bestandteile der Schlacken entstanden sind. Unter diesen Neubildungen wurden zuerst von *Lacroix* sehr seltene hexagonale Lamellen aufgefunden, die ein einachsiges konoskopisches Bild mit optisch negativem Charakter aufweisen. Auf Grund dieses Kristallhabitus und des optischen Verhaltens nahmen *Lacroix* und *de Schulten* an, daß diese Kristalle der Mineralart *Hydrocerussit* angehören.

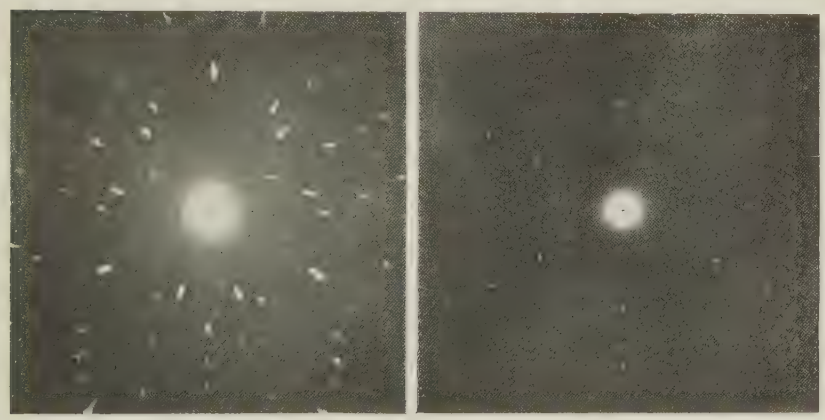
Vor kurzem hatten wir Gelegenheit, diese Neubildungen von Lavrion zu studieren und eine kleine Anzahl hexagonaler Lamellen von *Lacroixs* „Hydrocerussit" aufzufinden. *Lacroixs* Identifizierung schien uns von vornherein nicht einwandfrei zu sein, da die Merkmale, die dafür seinerseits herangezogen wurden, nicht zureichend sind. Daher haben wir die Zugehörigkeit dieser hexagonalen Lamellen zum Hydrocerussit durch den Vergleich von Pulveraufnahmen nachzuprüfen versucht. Als Vergleichsmaterial an Stelle von Hydrocerussit wurde ein nach *Bourgeois* Vorschrift hergestelltes Präparat benutzt, dessen Reinheit durch mikroskopische Beobachtung und chemische Analyse sichergestellt wurde. Der Vergleich der zugehörigen Pulverdiagramme, der natürlichen Kristalle einerseits und jener des synthetischen Materials andererseits, zeigte, daß es sich um zwei verschiedene Substanzen handelte (Abb. 1). Dieser Unterschied tritt besser beim Vergleich von Laueaufnahmen auf, welche bei senkrechtem Einfall des Primärstrahles auf die La-

mellenebene der Kristalle beider Substanzen aufgenommen wurden (Abb. 2). Das Mineral von Lavrion gibt ein Reflexbild hexagonaler Symmetrie, während das Lauediagramm des synthetischen Materials eine trigonale Symmetrie aufweist.

Nun wurden die in der Literatur auffindbaren Daten über Hydrocerussit zum Vergleich herangezogen.

Hydrocerussit ist noch aus fünf anderen Vorkommen bekannt, nämlich aus Mendip Hills in England, aus der Rederowski-Grube im

Abb. 1. Pulverdiagramme von (a) Mineral der Bleischlacken, (b) Hydrocerussit. Unfiltrierte Cu_K-Strahlung.



a b

Abb. 2. Laueaufnahmen von (a) Hydrocerussit, (b) Mineral der Bleischlacken.

Altai, aus Wanlokhead in Schottland, aus Långban in Schweden und aus Mammoth mine in Arizona. Die chemische Formel des Minerals ist hauptsächlich aus der Analyse reinen synthetischen Materials abgeleitet. Chemische Analysen von natürlichem Hydrocerussit sind nur von Exemplaren aus den drei ersten der oben erwähnten Fundorte bekannt. Die Resultate dieser Analysen im Vergleich zur Zusammensetzung des synthetisch hergestellten Minerals seien hier wiedergegeben:

	PbO	CO_2	H_2O		Summe
I	86·52	11·21	2·23	dazu Cl_2 0·27	100·23
II	82·45	11·68	3·05	unlöslich 1·19	99·62
III	92·85	4·76	2·01	unlöslich 0·78	100·40
IV	86·5	11·3	2·5		100·3
V	86·6	11·4	—		—
VI	86·33	11·35	2·32		100

I. Mendip Hills, nach *Spencer,* Analyse von *E. D. Mountain.*
II. Rederowski-Grube, nach *Pilipenko,* dazu Fe_2O_9 0·63, CaO 0·62.
III. Wanlockhead, nach *Heddle.*
IV. Synthetisch, nach *Bourgeois.*
V. Synthetisch, Analyse von *Vassiliadis.*
VI. Theoretische Zusammensetzung.

Das Material von Mendip Hills ist, mit Ausnahme des kleinen Chlorgehaltes, mit dem synthetischen Material chemisch identisch. Das von *Pilipenko* analysierte unreine Material kommt dieser Zusammensetzung ziemlich nahe. Das Material von Wanlockhead dagegen weist nach *Heddle* eine verschiedene Zusammensetzung auf, welche zur Formel $PbCO_3 . 3\,PbO . H_2O$ führt. Das Mineral wurde von *Heddle* mit dem eigenen Namen „Plumbonakrit" benannt, in der nachfolgenden Literatur aber wird Plumbonakrit nicht als eine eigene Mineralart, sondern als eine unreine Abart von Hydrocerussit zitiert. Die meisten Hydrocerussitkristalle haben als gemeinsame Merkmale hexagonale tafelige Form nach (0001) und optisch negativen Charakter. Besser ausgebildete Kristalle mit Pinakoidflächen und einer Reihe von hexagonalen Bipyramiden sind aus Mammoth mine von *Palache* und aus Långban von *Flinck* und später von *Aminoff* vermessen worden; die Winkelwerte jedoch die von diesen Forschern gefunden und unten angegeben sind, stimmen nicht überein.

Hydrocerussit aus Mammoth mine nach *Palache*	nach *Flinck*	Hydrocerussite aus Långban nach *Aminoff*
$0001 : 10\bar{1}2 = 56^0\,19'$	$0001 : 10\bar{1}1 = 58^0\,36'$	$10\bar{1}1 : 10\bar{1}\bar{1} = 56^0\,10'$
$0001 : 10\bar{1}4 = 36^0\,52{\cdot}5'$	$0001 : 10\bar{1}2 = 39^0\,24'$	$0001 : 10\bar{1}1 = 60^0\,43'—61^0\,2\,'$
$0001 : 10\bar{1}1 = 71^0\,34'$		$0001 : 10\bar{1}\bar{1} = 61^0\,25'—62^0\,40'$
$0001 : 20\bar{2}1 = 80^0\,32'$		$10\bar{1}1 : 10\bar{1}0 = 28^0\,7\,'$

Palache hat neben den Kristallen von hexagonalem Habitus aus Mammoth mine auch Kristalle aus demselben Vorkommen mit rhomboedrischer Entwicklung beobachtet, zweifelt aber, ob diese Kristalle dem Hydrocerussit zugehören. Große Kristalle aus Mendip Hills, von 2 bis 3 cm Durchmesser, sind von *Spencer* beschrieben. Sie sind dicktafelig, mit 0001 bzw. $10\bar{1}0$-Flächen, oberflächlich korrodiert und zum Teil in Cerussit umgewandelt. Einen pseudomorphen Kristall von Cerussit aus demselben Vorkommen, in der

Form eines stumpfen Rhomboeders, angeblich eine Pseudomorphose nach Hydrocerussit, hat *Spencer* mit dem Anlegegoniometer gemessen und einen Wert für den Winkel $(0001) : (10\bar{1}1) = 35^0\ 16'$ gefunden. Dieser Wert stimmt auch mit keinem der oben angegebenen überein. Röntgenmessungen wurden nur von *Wolfe* an Kristallen hexagonaler Entwicklung aus Mammoth mine ausgeführt.

Unsere oben erwähnte Feststellung, daß es zwei natürliche basische Bleikarbonate gibt, welche zwar in der mineralogischen Literatur unter demselben Mineralnamen „Hydrocerussit" eingetragen, strukturell aber verschieden sind, hat uns angeregt, den Hydrocerussit röntgenographisch näher zu untersuchen, um die nicht übereinstimmenden Literaturangaben zu entwirren.

Aus dem synthetisch präparierten Kristallpulver wurden einige gut ausgebildete hexagonale Täfelchen ausgesucht und zur Aufnahme von Weissenbergäquatordiagrammen um die $[10\bar{1}0]$-Kante benutzt. Auf der zugehörigen Gitterebene des reziproken Gitters, die sich bei der Auswertung des Diagrammes zeichnen ließ, sind nur solche Reflexe vorhanden, die die Rhomboederbedingung erfüllen. Daher ergibt sich eindeutig, daß das Translationsgitter des Hydrocerussits ein rhomboedrisches ist, welches die aus diesem Diagramm berechneten Konstanten $a_r = 8{\cdot}45$ kX, $\alpha = 36^0\ 4'$ aufweist. Die dreifach primitive hexagonale Zelle hat die Dimensionen $a_0 = 5{\cdot}23$, $c_0 = 23{\cdot}69$ kX. Mit diesen Gitterkonstanten und einem Inhalt der Zelle von drei Formeleinheiten kommt man zu einer röntgenographischen Dichte 6·93, während die höchste beobachtete Dichte für Hydrocerussit 6·80 ist. Die Dichte des von uns synthetisch hergestellten Hydrocerussits erwies sich viel zu niedrig (6·40). Diese Abweichung ist auf die Hohlräume, die innerhalb der schlecht ausgebildeten Kristallen vorhanden sind, zurückzuführen, was auch die mikroskopische Prüfung bestätigte. In beigefügter Tabelle sind Glanzwinkel und Indizes der in einem mit Cu-Strahlung aufgenommenen Pulverdiagramm vorhandenen Reflexe angegeben. Sämtliche Reflexe lassen sich einem rhomboedrischen Translationsgitter mit den oben angegebenen Dimensionen zuordnen (siehe Tabelle).

Einer analog ausgeführten Röntgenuntersuchung sind auch die hexagonalen Täfelchen des Minerales aus den Bleischlacken von Lavrion unterworfen worden. Aus Dreh- bzw. Weissenbergaufnahmen durch Drehung um die $[10\bar{1}0]$-Kante ergibt sich, daß als Translationsgitter eine einfache hexagonale Zelle vorliegt, deren Dimensionen $a_0 = 5{\cdot}23$, $c_0 = 29{\cdot}40$ kX sind. Der Parameter a_0 ist dem des Hydrocerussits gleich, während der Parameter c_0 um 6·71 kX größer ist. Mit den wenigen uns zur Verfügung stehenden

Kristallen aus den Bleischlacken konnten wir keine chemische Untersuchung des Materials vornehmen, so daß die Frage nach

Pulverdiagramm von Hydrocerussit — Unfiltrierte CuK-Strahlung. (Rhomboedrisches Translationsgitter.)

		ϑ		hkīl			ϑ		hkīl
1	s. sch.	8°	59′	$10\bar{1}1\beta$	34	s. sch.	36°	31′	$22\bar{4}3$
2	s. sch.	9°	25′	$10\bar{1}2\beta$	35	sch.	37°	56′	$31\bar{4}2$
3	sch-m.	9°	58′	$10\bar{1}1$	36	s. sch.	37°	58′	$21\bar{3}13$
4	sch-m.	10°	29′	$10\bar{1}2$	37	s. sch.	39°	15′	$31\bar{4}5$
5	sch.	11°	7′	$10\bar{1}4\beta$	38	m	39°	50′	$30\bar{3}12$
6	st.	12°	21′	$10\bar{1}4$	39	sch.	40°	36′	$31\bar{4}7, 22\bar{4}9$
7	st.	13°	36′	$10\bar{1}5$		s. breit	41°	0	$11\bar{2}18$
8	sch.	15°	22′	$11\bar{2}0,0009\,\beta$	40	s. s. sch.	42°	7′	$10\bar{1}\bar{2}0$
9	s. sch.	16°	30′	$10\bar{1}7$	41	s. sch.	42°	56′	$40\bar{4}2, 00021$
10	s. st.	17°	3′	$11\bar{2}0, 0009$	42	s. sch.	43°	23′	$21\bar{3}16$
11	sch.	18°	5′	$10\bar{1}8$	43	s. s. sch.	44°	17′	$40\bar{4}5$
12	s. sch.	19°	7′—	$20\bar{2}2$	44	sch.	44°	45′—	$30\bar{3}15, 22412$
	breit	19°	27′	$20\bar{2}4\,\beta$		breit	45°	4′	$31\bar{4}11$
13	s. sch.	19°	50′	$20\bar{2}5\beta$	45	s. s. sch.	45°	39′	$40\bar{4}7$
14	m	20°	13′	$20\bar{2}2$	46	sch.	47°	51′—	$32\bar{5}\bar{2}$
15	sch-m.	21°	18′	$20\bar{2}4$		breit	48°	5′	$11\bar{2}21$
16	m	21°	33′	$10\bar{1}10$	47	s. s. sch.	49°	15′	$32\bar{5}5$
17	sch-m.	22°	5′	$20\bar{2}5$	48	s. sch.	49°	40′	$21\bar{3}19, 22\bar{4}15$
18	sch.	24°	6′	$20\bar{2}7$	49	sch.	49°	57′—	$10\bar{1}23$
19	m	24°	31′	$11\bar{2}9$		breit	50°	12′	$40\bar{4}11$
20	s. sch.	26°	4′	$00015\,\beta$	50	s. s. sch.	50°	33′	$3257, 30\bar{3}18$
21	sch	27°	49′—	$21\bar{3}4$		s. breit	51°	2′	$4150, 00024$
	breit	28°	5′	$20\bar{2}10$	51	sch.	51°	36′	$32\bar{5}8, 4153$
22	s. sch.	28°	29′	$21\bar{3}\bar{5}$	52	s. sch.	53°	20′	$31\bar{4}16$
23	m-st.	29°	6′	00015	53	s. s. sch	55°	11′	$32\bar{5}11$
24	s. sch.	29°	32′	$20\bar{2}11$	54	s. s. sch.	55°	22′	$31\bar{4}17$
25	sch-m.	30°	11′	$21\bar{3}7$	55	s. sch.	56°	7′	4159
26	s. sch.	30°	35′	$30\bar{3}0$	56	sch.	58°	19′	$21\bar{3}22$
27	sch.	31°	12′	$30\bar{3}3, 21\bar{3}8$	57	sch.	60°	22′	41512
28	s. sch.	32°	1′	$22\bar{4}0\beta$	58	sch.	61°	3′	$40\bar{4}17$
29	sch.	33°	38′	$21\bar{3}10$	59	s. sch.	61°	23′	5057
30	sch.	34°	37′	$20\bar{2}14, 11\bar{2}15$	60	s. sch.	64°	3′—	$4262, 22\bar{4}21$
31	sch.	34°	58′	$21\bar{3}\bar{1}1$		s. breit	64°	37′	$32\bar{5}16$
32	s. sch.	35°	22′	$30\bar{3}12\,\beta$	61	sch.	67°	48′	$42\bar{6}7, 21\bar{3}25$
33	sch-m-br.	35°	52′	$3039, 22\bar{4}0$	62	sch.	68°	8′	3369

ihrer chemischen Zusammensetzung zur Zeit offen bleiben muß. Es ist nur die Tatsache festgestellt, daß dieses Mineral von dem Hydrocerussit, mindestens strukturell, verschieden ist.

Was den Hydrocerussit betrifft, gingen wir weiter auf einen Vergleich unserer Röntgendaten mit den in der Literatur vorhandenen kristallographischen Angaben ein. Wie oben erwähnt wurde, sind Hydrocerussitkristalle von Mammoth mine sowohl kristallographisch als auch röntgenographisch untersucht worden. Nach *Wolfes* Röntgenmessungen werden als Gitterkonstanten der hexagonalen Zelle $a_0 = 8{\cdot}97$, $c_0 = 23{\cdot}8$ angegeben. Während der Wert für c_0 mit dem von uns gefundenen annäherungsweise stimmt, ist der Wert für a_0 viel größer. Berechnet man nun an Hand der von *Wolfe* gemessenen Gitterdimensionen die Winkel der Flächen (h0h1) : (0001), deren Wert *Palache* kristallographisch bestimmte, so findet man nicht die zu erwartenden Werte. Diese Diskrepanz beruht auf einer nicht richtigen Bestimmung und Orientierung des Translationsgitters in bezug auf die äußere Kristallform. Der Hydrocerussit von Mammoth mine gehört dem rhomboedrischen Gitter an, worauf die Ähnlichkeit der c_0-Parameter hindeutet. Wenn man nun bei den von uns gemessenen Gitterdimensionen die Neben- und Zwischenachsen vertauscht (H-Aufstellung) findet man für $a_0 = 5{\cdot}23 \quad \sqrt{3} = 9{\cdot}06$ kX einen Wert, der dem Wert a_0 von *Wolfe* ziemlich nahe liegt. Bei dieser Aufstellung sind die von *Palache* beobachteten Formen hexagonale Bipyramiden II. Stellung und die gemessenen Winkel stimmen mit den an Hand der Gitterdimensionen berechneten ziemlich gut überein, wie die folgende Tabelle zeigt:

Winkel h0hl : 0001 nach *Palache*	Berechnete Winkel (hh$\bar{2}$hl) : (0001) bei Aufstellung C
(10$\bar{1}$1) : (0001) = 71° 34′	(11$\bar{2}$3) : (0001) = 71° 40′
(10$\bar{1}$2) : (0001) = 56° 19′	(11$\bar{2}$6) : (0001) = 56° 28′
(10$\bar{1}$4) : (0001) = 36° 52·5′	(11$\bar{2}$12) : (0001) = 37° 2 ′
(20$\bar{2}$1) : (0001) = 80° 32′	(22$\bar{4}$3) : (0001) = 80° 35′

Was die Hydrocerussite aus anderen Fundorten betrifft, so ist zu bemerken, daß die Literaturangaben nicht genügen, um mit Sicherheit zu entscheiden, welchem von den zwei oben erwähnten Gittertypen diese Kristalle gehören. Die von den anderen Forschern angegebenen Winkelwerte stimmen mit keinem beider Gittertypen überein.

Zum Schluß möchten wir die Resultate der vorgenommenen Röntgenuntersuchung in folgenden Sätzen zusammenfassen:

Der Hydrocerussit hat eine rhomboedrische Elementarzelle, deren Konstanten $a_p = 8{\cdot}45$ kX und $\alpha = 36° 4'$ sind.

Mit demselben Namen ist in die Literatur ein anderes, dem Hydrocerussit äußerlich ähnliches Bleikarbonat eingegangen, dessen

chemische Zusammensetzung unbekannt ist. Dieses Mineral besitzt eine einfache hexagonale Zelle mit den Gitterkonstanten $a_0 = 5{\cdot}23$, $c_0 = 29{\cdot}40$ kX. Der sogenannte Hydrocerussit der Bleischlacken von Lavrion gehört diesem zweiten Gittertypus.

Literatur.

Aminoff, G., Geol. Fören. Förhandl. *48* (1926), 44. — *Bourgeois, L.*, Bull. Soc. Franç. Min. *11* (1888), 221. — *Flinck, G.*, Bull. Soc. Geol. Inst. Univ. Upsala *5* (1901), 94. — *Heddle, F. M.*, Min. Mag., *8* (1889), 202. — *Lacroix, A.*, et *A. de Schulten*, Bull. Soc. Franc. Min. *31* (1908), 79. — *Palache, C.*, und *Wolfe*, in *Danas* System of Mineralogy, 7. Aufl., 1951, Bd. II. 270. — *Pilipenko, P.* (1915), loc. cit. (*Hintze, C.*, Handbuch der Mineralogie, Bd. I, [1930,] 3393). — *Spencer, I. L.*, Min. Mag. *20* (1923), 67.

Aus dem Mineralogisch-petrographischen Institut der Universität Wien.

Die Entstehung der Spatmagnesite in den Ostalpen.

Von

H. Leitmeier.

(Eingelangt am 20. Juni 1953.)

Vorbemerkung.

Die meisten Verfasser der zahlreichen Veröffentlichungen über Vorkommen, Form, Inhalt, Alter und Entstehung dieser Lagerstätten und über alles das, was damit im Zusammenhang steht, sind Geologen oder Fachleute aus den Verwertungsgebieten und den Abbauen dieses wertvollsten Rohstoffes des österreichischen Alpenlandes. Von diesen seien genannt: *Awerzger, Canaval, Clar, Döll, Friedrich, Hammer, Kern, Kittel, Llarena, Matz, Metz, Petraschek, Redlich, Rohn, Rumpf, Sander, Schwinner, Thurner, Trojer.* Es steht außer Frage, daß eine Lösung aller genetischen Probleme nur unter Mitwirkung von Geologen und Lagerstättenforschern jeglicher Art möglich sein kann. Fast allen diesen Arbeiten kommt schon deshalb Bedeutung zu, weil die Magnesitforschung zum Schwierigsten gehört, was uns die Natur an Rätseln zur Auflösung bietet. In diesen Veröffentlichungen ist aber mit wenigen Ausnahmen *der Chemismus der Magnesitbildung,* die Beziehungen von Ca, Mg, Fe zueinander zu wenig oder gar nicht berücksichtigt, vorhandene Literatur über diese Verhältnisse wenig beachtet, oder als nebensächlich betrachtet worden. In manchen Fällen mögen solche Autoren vielleicht vom Vorhandensein chemisch, chemisch-physikalisch, rein mineralogisch ausgerichteter Arbeiten nichts gewußt haben. Es kann aber auch sein, daß manche Autoren sich solchen Arbeiten gegenüber ablehnend verhalten haben oder sie auch heute noch ablehnen, die Ablehnung aber nicht geradezu aussprechen wollten.

Hier soll nun das Problem der Spatmagnesitbildung *vom Standpunkt des Mineralogen* und besonders *des Petrologen* behandelt werden, denn allen Untersuchungen, Überlegungen, Hypothesen zur Erklärung der Bildungs- und Umbildungsvorgänge, die einen Beitrag zur Genesis alpiner Spatmagnesite liefern können, muß die Tatsache zugrunde gelegt werden, daß die Spatmagnesite unserer Ostalpen

mehr oder weniger umgebildete monomikte Sedimentgesteine, verhältnismäßig arm an Nebengemengteilen, sind.

Chemismus und Mechanismus der Spatmagnesitbildung in den Ostalpen.

Nun hat *Llarena,* der 1951 für sedimentäre Bildung der paläozoischen Spatmagnesitlagerstätten der West-Pyrenäen eingetreten war (16), diese Bildungsart für den Magnesit des Astureta-Tagbaues bewiesen (17). Die gezeigten Profile, die Einlagerungen von Feuerstein, die bankige Absonderung des gesamten Magnesites dieses Vorkommens mit ihren durch die ganze Fläche des Tagbaues hindurchgehenden Sedimentationsebenen, das Fehlen jeder Dolomitisierung im Kalkstein erhalten gebliebener Fossilien, das Groß- und das Kleingefüge des Magnesites sprechen eine durchaus deutliche Sprache. Die Sedimentation selbst mag sich nach der von *Llarena* gegebenen Hypothese vollzogen haben. Damit ist meines Wissens zum erstenmal eine marine sedimentäre Bildung von Spatmagnesit vom Typus Veitsch nicht nur angenommen, sondern unter Beweis gestellt. Sollte jemand auch diesen Beweis nicht gelten lassen wollen, dann frage ich ihn, welche Kriterien denn vorgebracht werden müßten, um diesen Beweis zu liefern? Wenn dieser jemand behaupten sollte, in alpinen Spatmagnesitlagerstätten ganz das gleiche festgestellt zu haben, wie *Llarena* in Astureta, dann soll sich dieser jemand zuerst selber die Frage vorlegen, ob man dann nicht doch besser täte, diese alpine Lagerstätte für sedimentär zu halten. Ein Behauptungsmonopol für ausschließlich metasomatische Entstehung aller Spatmagnesite der Welt wird wohl niemand beanspruchen können. Wenn ein Forscher aus allen Beobachtungen an einem Spatmagnesitvorkommen in irgendeinem Gebiete der Erde auf dessen sedimentäre Entstehung schließt, da nachweisbar alle Anzeichen für metasomatische Bildung fehlen, hat niemand das Recht, ohne aus eigener Anschauung dafür Belege zu erbringen, dieses Vorkommen für metasomatisch zu halten, wenn er in der äußeren Form von Proben dieser Lagerstätte Ähnlichkeit mit Spatmagnesiten einer Lagerstätte der Ostalpen festzustellen glaubt. Der *Beweis* metasomatischer Entstehung der Spatmagnesite in den Ostalpen ist noch keineswegs erbracht, mag auch manches in der äußeren Form und mancherlei andere Erscheinungen für eine solche Entstehung sprechen und viele Forscher von dieser Art der Entstehung noch so überzeugt sein.

Daß aber anderseits, wie im Hauptteil dieser neuesten Arbeit von *Llarena* angenommen wird, *alle Spatmagnesite der Ostalpen* und die mit Dolomit oder Magnesit verbundenen Sideritvorkommen dieses Gebietes auf die gleiche Weise wie der Magnesit von Astureta *sedi-*

mentär entstanden seien, daß auch auf ihre Bildung die gleiche Hypothese *Llarenas* angewendet werden könne, dazu bedürfte es doch meines Erachtens weiterer Beweise, engerer Fühlungnahme mit den größeren Vorkommen dieser Art von Magnesitgesteinen. Es haben sich schon früher manche Forscher, besonders einige, die aus der Praxis der Magnesitbaue kamen, für sedimentäre Bildung ostalpiner Spatmagnesite ausgesprochen. *Rosza* (24) dachte an Bildung aus Meeresabzweigungen und Lagunen, *Rohn* (23) an marine Sedimentation unter Mitwirkung submariner basischer Ergüsse als Mg-Bringer, ähnlich auch *Kern* (11). Die historische Entwicklung und die gesamte Literatur ist bei *Himmelbauer* (10), mir (15), *Llarena* (17) und besonders bei *Friedrich* gebracht (8). Auf einige neuere Arbeiten habe ich hier näher einzugehen. Ich habe die *Möglichkeit* einer direkten sedimentären marinen oder hydrothermalen Bildung auch ostalpiner Spatmagnesite nie geleugnet und ich möchte ausdrücklich betonen, daß mir verschiedene Bildungsarten der Spatmagnesite unserer Erde, auch einander in Form und Inhalt kongruent erscheinender Vorkommen aller Größenordnungen, keinesfalls ausgeschlossen erscheinen.

Meine 1916 und 1917 (14) im Gegensatz zu *Redlichs* Hypothese von der metasomatischen Entstehung (22) gegebene Ansicht von der Bildung der mir damals bekannten alpinen Spatmagnesite, für die ich 1951 (15) wieder eingetreten bin, die mir, durch neueste chemische Untersuchungen gestützt, auch heute noch als die wahrscheinlichste erscheint, sucht als einzige den Chemismus des Vierstoffsystems $CaO—MgO—CO_2—H_2O$, soweit er bis 1951 bekannt war, mit den Naturbeobachtungen zu vereinen. Die drei neuen Veröffentlichungen von *Friedrich* (8), *Schloemer* (25) und *Llarena* (17), veranlassen mich aber, meine Hypothese der Spatmagnesitbildung in den Ostalpen neuerdings zu vertreten. Sie besagt: Lösungen, die dissoziiertes Magnesiumchlorid oder Magnesiumsulfat, also leicht dissoziierbare Salze, und Kohlensäure neben anderen Bestandteilen enthalten, wirkten auf schon früher oder eben erst gebildetes $CaCO_3$ ein, oder reagierten mit dem in Bildung begriffenen. Wenn die Temperatur dabei etwa den heutigen Bedingungen tropischer Meeresteile (z. B. Atolle) entsprach [1], reagierte das Mg-Salz mit dem Calciumkarbonat und setzte dieses in ein, in der Natur bereits nachgewiesenes, im Laboratorium unter den der Natur entsprechenden Bedingungen von *Klement* (13), später von *Linck* und seinen Schülern erhaltenes Mischsalz um, das die Zusammensetzung des Dolomits hat, aber viel

[1] Diese Reaktionen gehen wohl auch bei niedrigeren Temperaturen dann vor sich, wenn ein größerer Zeitraum und größere Reaktionsmengen zur Verfügung stehen.

leichter löslich ist als dieser. Gleichzeitig, vorher, oder, was besonders zutreffend erscheint, nachher, konnte sich je nach den Umständen Magnesiumkarbonat in der Hydratform als $MgCO_3 . 3 H_2O$, als Mineral Nesquehonit genannt (selten wegen seiner Unbeständigkeit), abscheiden. Beide, Magnesiumkarbonathydrat und die Mischsphärolithe der Dolomitzusammensetzung, wandelten sich später unter den Bedingungen der Verfestigungsdiagenese in Magnesit bzw. Dolomit um. Je nach Konzentration und Mengenverhältnis zueinander bildete sich auf diese Weise mehr oder weniger Dolomit und daneben Magnesit. Daß dabei auch neuerdings $CaCO_3$ in der Calcit-, Aragonit- oder Vateritform gebildet werden konnte, ist ebenso wie mehrere Generationen von Dolomit und Magnesit durchaus möglich. Dieser bzw. das Magnesiumhydrokarbonat $MgCO_3 . 3 H_2O$ wird sich aber nur dann bilden können, wenn die Mg-Mengen der Lösungen, Meerwasser oder Thermalwasser (Mineralwässer), entsprechend groß sind. Damit stimmt die dem Dolomit gegenüber verhältnismäßige Seltenheit größerer Spatmagnesitmengen überein. Auf diese Weise kann es zu mariner oder terrigener Magnesitbildung gekommen sein. Die Umwandlung in die endgültige Form kann durch Druck z. B. der Epizone gefördert werden. Diese Art der Bildung steht zwischen Metasomatose und Sedimentation, dieser aber weit näher, da die $MgCO_3 . 3 H_2O$ direkt ausgefällt wird, aber doch vorher oder gleichzeitig Dolomit auf metasomatischem Wege entstehen kann. Zur eigentlichen Magnesitbildung kommt es nach dieser Hypothese also wohl nur bei nicht unbeträchtlicher Mg-Konzentration der Ausgangslösungen, besonders aus lagunösen Konzentrationen in Atollen unter tropischem Klima oder aus CO_2-reichen Thermalwässern. Jedenfalls aber ist nach dieser Annahme die Bildung von Dolomit mit der von Magnesit eng verbunden, wie dies auch an vielen Spatmagnesiten der Ostalpen nachweisbar ist. Daß Dolomit auch direkt gebildet worden ist, beweisen die in manchen Magnesitvorkommen häufigen jüngeren Dolomitadern und Gänge.

In den Anfängen der zuerst von *Redlich* auf die Bildung aller alpinen Spatmagnesite ausgedehnten, dann später von zahlreichen ihm folgenden Bearbeitern angenommenen metasomatischen Entstehung, die bald von vielen als Tatsache hingestellt worden ist, wurde teils Calcit, teils Dolomit als Ausgangsmaterial angenommen, wobei wohl wegen des häufigen Zusammenvorkommens mit Magnesit der Dolomit *(Petrascheck)* bevorzugt wurde. In neuester Zeit scheint man, auch bei Anwesenheit von Dolomit in der Lagerstätte, auch wieder Calcit als Ausgangsprodukt dieser Metasomatose anzunehmen. Es ist kein Zweifel, daß bei der Magnesitbildung zeitlich und quantitativ verschiedene Mineralvergesellschaftungen entstanden sind. So könnte

sich unter der Annahme von Calcit als Ausgangsmineral nach der Metasomationshypothese gleichzeitig oder nacheinander auf metasomatischem Wege Dolomit und Magnesit gebildet haben, es könnte aber Magnesit auch erst viel später in einer ganz anderen Bildungsphase (z. B. Orogenzyklus) aus Calcit oder Dolomit entstanden sein, während der Dolomit schon früher gebildet war; schließlich liegen auch mehrere Dolomitgenerationen durchaus im Bereich der Möglichkeit. Nimmt man sedimentäre, direkte Magnesitbildung an, dann kann Dolomit schon früher auf sedimentärem oder metasomatischem Wege gebildet worden sein, oder es können beide sedimentär sein, wie es *Llarena* annimmt; oder es kann sich der Dolomit, wie durch die Tiefseeuntersuchungen festgestellt ist, durch Einwirkung von Magnesialösungen auf $CaCO_3$ der verschiedenen Arten zuerst als Mischsalz und dann aus diesem gebildet haben, während das $MgCO_3$ aus der Restlösung, in Lagunen zweifellos begünstigt, sich sedimentär als $MgCO_3 . 3\,H_2O$ gebildet haben kann, das später zusammen mit dem Mischsalz, das zu Dolomit wurde, zum Magnesit geworden ist, wie ich es annehme. Das ist der einzige Unterschied meiner Auffassung gegenüber der von *Llarena* für die Ostalpen. Meine Ansicht erklärt das öfter beobachtete Ineinanderdringen von Magnesit und Dolomit, das, ohne Mechanismus und Chemismus des Vorganges zu beachten, als Hauptbeweis für die Metasomatose gehalten worden ist, besser als *Llarenas* Theorie für die gesamte Abfolge der Spatmagnesitbildung in den Ostalpen. Ihm ist es offenbar entgangen, daß ich nur den chemischen Weg aufgezeigt habe, im übrigen aber ausdrücklich (16, S. 147) „marine oder terrigene Magnesitbildung" und „Thermalquellen ebenso wie Meerwasser" als Mg-Bringer alpiner Spatmagnesite annehme. Den immer mehr und mehr gebrauchten Ausdruck „Vererzung" lehne ich für den Vorgang der Spatmagnesitbildung aus zwei Gründen ab. Der Name Erz sollte Mineralien vorbehalten bleiben, deren praktische Verwertung der Hauptsache nach auf Gewinnung der Metalle abzielt. Die Vorsilbe „Ver" schließt Absatz aus wäßrigen Lösungen von vornherein aus. Wir werden uns aber, wie ich glaube, bei fortlaufender Entwicklung der Lagerstättenlehre immer mehr damit vertraut machen müssen, daß mehr Lagerstätten sedimentären Ursprungs sind, als wir jetzt noch annehmen.

In seiner, bald nach meiner Zusammenfassung (15) erschienenen Veröffentlichung (8) aus dem gleichen Jahre hat *Friedrich* sich für die metasomatische und zeitlich alpidische bis nachalpidische Entstehung aller Spatmagnesitlagerstätten der Ostalpen eingesetzt. In einer historischen Entwicklung der Ansichten über diese Entstehung hat er auch meine 1916 und 1917 zuerst veröffentlichte Theorie gebracht, zu der ich aus Versuchen anderer gekommen sei, obwohl ich

dort, allerdings nur summarisch, von meinen zahlreichen negativ verlaufenen Versuchen gesprochen hatte, die *Llarena* sehr gut kennt und zitierte. Im übrigen sei vermerkt, daß sich unter anderem die halbe Geologie auf Versuche anderer stützt, ohne daß jemals ein Geologe dem anderen den Vorwurf gemacht hat, nicht auf Eigenversuchen aufzubauen. Ich habe das Gefühl, daß es immer noch besser ist, man stützt sich bei Theorien über Minero- oder Petrogenesis auch auf bereits bekannte Versuche anderer, wie ich es zum Teil getan habe, als auf gar keine, wie es *Friedrich* getan hat. Meine Arbeit von 1951 kam *Friedrich* erst nach Abschluß der seinigen zur Kenntnis, so daß er sie im Nachtrag nur mehr kurz erwähnen konnte. Dabei bezeichnet er meine, der seinen in bezug auf Spatmagnesit fast gleich große Arbeit, als Notitz, ohne auf den Inhalt näher einzugehen, als zu sagen, daß ich gegen die Metasomatose sei, an meiner früheren Ansicht festhalte, ohne sie aber klar zu umreißen oder auszusprechen. Ich halte auch heute noch an dieser Ansicht fest, aber ich habe sie 1951 ebenso klar wie 1916 und 1917 ausgesprochen und durch neuere Erkenntnisse untermauert, was *Friedrich* offenbar entgangen ist.

Weit wichtiger ist eine neue chemische Untersuchung von *Schlömer* (25), der das Vierstoffsystem $CaO—MgO—CO_2—H_2O$ im Laboratorium durch eine eigene Versuchsanordnung in einem, hydrothermalen Bedingungen entsprechenden P/T-Gebiet untersuchte. Es ergab sich noch bei 370° und 200 Atm die weit größere Löslichkeit des Magnesites gegenüber Calcit und besonders Dolomit. Die Feststellung des Existenzbereiches des Dolomites in H_2O ergab, daß die Bildungsmöglichkeiten dieses Karbonates bei erhöhten Temperaturen sehr vom Druck beeinflußt werden. Auch das Existenzbereich des Magnesites gegenüber dem $MgCO_3 . 3\,H_2O$ konnte abgegrenzt werden. Im Grenzbereich des Dolomites und des Magnesites gegenüber Brucit $[Mg(OH)_2]$ verhalten sich beide Karbonate ziemlich gleich. Unterhalb der Existenzgrenze gegenüber Brucit, also bei allen hydatogenen und hydrothermalen Bedingungen auch bei hohen Drukken, ist Dolomit kongruent löslich, wie *Klähn* (12) angenommen und später *Halla* (9) erwiesen hatte. Bei gleichen Drucken beginnt die Hydrolyse des Magnesites bei niedrigeren Temperaturen als die des Dolomites.

Diese wichtigen Ergebnisse stehen nicht nur in Übereinstimmung mit *Hallas* (9) Löslichkeitsversuchen bei niedrigeren Temperaturen, sie erweitern die Schlüsse, die *Halla* selbst aus seinen Versuchen gezogen hat und andere daraus ziehen, auf alle überhaupt in der Natur nur möglichen Bildungsbedingungen. *Halla* hat für die absolute Lös-

lichkeit der drei Karbonate die folgenden Werte gegeben (Temperatur 38°):

für $MgCO_3$: $1{\cdot}6 \times 10^{-8}$
für $CaCO_3$: $3{\cdot}83 \times 10^{-9}$
für $MgCaC_2O_6$: $1{\cdot}8 \times 10^{-17}$

Diese Werte werden nun durch *Schloemer* für höhere Drucke und Temperaturen, bei denen sich die Gleichgewichte leichter einstellen, ergänzt.

Es kann also nicht gesagt werden, daß für die Dolomit- und Magnesitbildung keine brauchbaren chemisch-physikalischen Grundlagen vorhanden seien, wenn auch zahlenmäßig brauchbare Werte erst durch *Hallas* Untersuchungen geboten sind. Es ist aber in früherer Zeit nur selten, in neuerer Zeit fast gar nicht mehr von diesen Möglichkeiten Gebrauch gemacht worden. *Redlichs* gut gemeinte Berufung auf das sogenannte *Nernst*sche Prinzip von dem Verhalten zweier Salzpaare mit einem gemeinschaftlichen Ion beruht auf einer Verkennung seines Wirksamkeitsbereiches, worauf ich *Redlich* seinerzeit zu wiederholten Malen aufmerksam gemacht und darauf hingewiesen habe, daß der Dolomit als Doppelsalz große Stabilität und Bildungsbestreben haben müsse. Dieses *Nernst*sche Prinzip wird aber von *Friedrich* neuerdings wieder herangezogen (8, S. 288), obwohl die größere Löslichkeit von Magnesit gegenüber Calcit und Dolomit längst bekannt ist.

Den Vorgang der metasomatischen Magnesitbildung stellt man sich meist so vor, daß der Magnesit, von Rissen im Kalkstein (bzw. Dolomit) ausgehend, seine Rhomboeder in diesen hinein vorschiebt. Dieser so formulierte Vorgang kann aber nach keiner Definition der Metasomatose als echte Metasomatose bezeichnet werden, die *Goldschmidt* so gekennzeichnet hat: „Umwandlung, bei der Substanz zugeführt wird, wobei Bindung oder Anreicherung der zugeführten Substanz durch bestimmte chemische Reaktionen stattfindet, an denen ursprüngliche und neugebildete Mineralien teilnehmen". Denn nach *Friedrichs* Ansicht schiebt der Magnesit seine eigenen Rhomboeder vor, das heißt doch nichts anderes, als daß der Magnesit sich selber, eben seine Kristalle vorschiebt. *Aber woher kommen diese Kristalle von Magnesit, die auf einmal da sind?* Man muß doch zugeben, daß nur die schon fertigen Rhomboeder geschoben werden. Es könnte vielleicht kristallisierender Magnesit durch seine eigene Kristallisationskraft mechanisch entstandene Spältchen und Risse im Calcit (Kalkstein) bzw. Dolomit durchdringen, diese Risse und die Korngrenzen allmählich immer mehr erweitern und sich so durch Vergrößerung des

Raumes den Platz aneignen, den früher der Calcit bzw. Dolomit eingenommen hat. Ist ein solcher Vorgang noch oder schon Metasomatose? Vor allem aber entsteht die wichtige Frage, wie kommt es denn zur Bildung der vorgeschobenen Magnesitkriställchen, aus denen dann die großen Magnesitkristalle werden? Durch Sedimentation, Ausfällung, Reaktion? In dieser Annahme fehlt die Erklärung der Bildung der Magnesitkristalle selbst. In der Formulierung anderer Vertreter der Metasomationshypothese ist zumeist gar nichts über den Bildungsprozeß selbst angegeben und nur gesagt, daß die Magnesialösungen mit dem Calcit oder Dolomit dahin reagieren, daß sich *aus* diesen Karbonaten Magnesit bildet, ohne daß aber näher auf die chemischen Verhältnisse der Karbonate eingegangen würde. Als Mg-Lösungen wurden und werden solche von Magnesiumbikarbonat und solche von Magnesiumsulfat oder -chlorid angenommen. Ob dabei marine, oder, was häufiger der Fall ist, irgendwelche Thermalwässer angenommen werden, freie CO_2 ist bei allen diesen Vorgängen Voraussetzung.

Auf klaren chemischen Grundlagen beruht die Auslösungstheorie (Eklektogenese) von *Mohr* (20); aus Dolomit wird das $CaCO_3$ weggeführt, das $MgCO_3$ bliebe zurück, da man damals noch berechtigt war, eine inkongruente Löslichkeit des Dolomites anzunehmen. Heute hat der Beweis seiner Schwerstlöslichkeit und ihrer Kongruenz (*Klähn* und *Halla*) diese Theorie ausgeschaltet.

Nach der erwähnten Formulierung, Eindringen fertiger, oder in Bildung begriffener Magnesitkristalle in die Zwischenräume der anderen Karbonate, handelt es sich also gar nicht um eine echte Metasomatose. Diese Ansicht steht vielmehr meiner Theorie von der Letztausfällung oder gleichzeitigen Ausfällung von Magnesit und unmittelbar darauf oder später erfolgendem Zusammenschub der teils fertigen Karbonatmineralien — Calcit — und der zuerst in experimentell nachgewiesenen Zwischenformen vorliegenden — Dolomit und Magnesit — beinahe näher, als der Metasomationstheorie. Denn diese Theorie verlangt, daß nicht Magnesitmaterial, sondern die verschiedenartigen Magnesialösungen auf den Bahnen der Intergranulare in und zwischen die Calcit- bzw. Dolomitaggregate und -Kristalle eindringen und ihre Mg-Atome von dieser Intergranulare ausgehend in Leer-, Locker- und Fehlbaustellen einbauen und von diesen ausgehend in das Innere der Kristalle von Calcit und Dolomit eindringen und schließlich Mg-Atome an Stelle der Ca-Atome einsetzen, wenn ein solcher Vorgang des Ersatzes des größeren Ca-Atoms durch das kleinere Mg-Atom überhaupt in so großem Ausmaße möglich wäre. Die Erfahrungen an den trigonalen Karbonaten in der Natur, das verhältnismäßig geringe Ausmaß der Vertretungen von Ca in

dieser Reihe durch Mg und umgekehrt spricht nicht dafür. Aber gerade dieses Eindringen des neugebildeten Magnesites von der Intergranulare aus müßte ja u. d. M. zu beobachten sein. Ich habe derartiges nie gesehen und kein Anhänger der Metasomationstheorie hat über derartige Beobachtungen berichtet. Immer sind es nur vorgeschobene (eingedrungene) größere Magnesitkristalle oder makroskopische zackige Grenzen der beiden anderen Karbonate gegenüber dem Magnesit oder auch größere oder kleinere Durchdringung des Dolomit- oder Kalkgesteines; häufiger sind die Grenzen mehr oder weniger scharf, und nur später gebildeter Calcit oder Dolomit ist in Adern vorhanden. Niemand hat das Eindringen von Magnesit auf der Intergranulare von Calcit oder Dolomit gesehen, mag man auch noch so viele Dünnschliffe darauf untersucht haben. Durch die Brechungsquotienten (N_γ) der drei Karbonate ist die Unterscheidung, wie ich für Dolomit-Calcit nachgewiesen habe (14, S. 688), ebenso für Dolomit-Magnesit und natürlich ebenso für Calcit-Magnesit auch in klein sten Dimensionen leicht möglich. Oft sind die angeblich metasomatisch gebildeten Magnesitkristalle größer als die des Calcites und auch größer als die des Dolomites oder diesen im Größenverhältnis gleich. Die Intergranulare der reichlichen Spaltrisse in den trigonalen Karbonaten würde die beste Gelegenheit für ein dem Ersatz vorausgehendes Eindringen geben; aber es ist wohl viel naheliegender, daß nicht der Magnesit seine Rhomboeder schiebt, sondern daß diese im fertigen oder halbfertigen Zustand geschoben werden, zusammengeschoben mitsamt Calcit und Dolomit, oder einem der beiden, je nach dem Inhalt des Niederschlages und den Umwandlungsbildungen im Sinne der Dolomitbildung nach *Klement* (13), die doch heute ganz allgemein angenommen ist[1], wie ich zu wiederholten Malen ausgeführt habe. Ob geringfügiger gerichteter Druck der obersten Zone der obersten Tiefenstufe (Grünschiefer-Phyllitfazies mit ihrer kritischen Mineralkombination von Magnesit-Breunnerit und Talk) oder nur starker diagenetischer Druck die Ursache dieses Zusammenschiebens ist, ist schwer zu entscheiden, und es spricht nichts dagegen, daß beides möglich sein könnte. Das typische Pinolitgefüge vom Typus Veitsch kann auch durch stärkere oder schwächere Metamorphose entstanden sein. Durch diese nachträgliche oder gleichzeitige Metamorphose würde im Makrogefüge der allmähliche Übergang von Dolomit bzw. Calcit in Magnesit wohl nur mehr selten sichtbar sein.

[1] Es ist auffallend, daß bei Literaturnachweisen und Namensnennungen fast niemals der Name dieses belgischen Forschers genannt wird, obwohl auf seinen Versuchen und ihrer Ausdeutung die metasomatische Dolomitbildung zur Gänze beruht, die er als erster klar erkannt und nachgewiesen hat.

W. Petrascheck hat die verhältnismäßig leichtere Löslichkeit des Magnesites anerkannt und angenommen, daß er leicht rekristallisieren könne (21) (auch zitiert bei *Friedrich,* 8, S. 284). Von den bei weitem meisten Anhängern der Metasomationshypothese aber wurde diese leichtere Löslichkeit des Magnesiumkarbonates bei allen Temperaturen und Drucken, die weit geringere Löslichkeit des Calciumkarbonates bei gewöhnlichen Temperaturen und Drucken, seine Schwerlöslichkeit bei höheren Temperaturen und Drucken, die Schwerstlöslichkeit des Dolomites bei allen Temperaturen und Drukken, die neuerdings auch experimentell im vollsten Umfang der modernsten Laboratoriumsmöglichkeit bestätigt worden ist, gar nicht zur Kenntnis genommen. War auch die Gültigkeit bis ins höchst mögliche hydrothermale Gebiet bisher experimentell nicht festgestellt, so galten doch seit 1935 obige Löslichkeitsdaten *Hallas,* die anscheinend völlig übersehen worden sind. Denn *Friedrich* spricht von der „Reaktionsfreudigkeit" von Calcit und Dolomit (8, S. 285). Will man diesen Ausdruck schon gebrauchen, dann könnte man ihn nur auf den Magnesit anwenden. Diese irrtümliche, nur aus Naturbeobachtungen im großen angenommene „Reaktionsfreudigkeit" von Calcit und Dolomit steht auch nach der bisherigen Literatur innerhalb der Ansicht metasomatischer Bildung der Spatmagnesite im scharfen Gegensatz zur Annahme *Petrascheck*s von der leichten Rekristallisierbarkeit des Magnesites. Ich glaube, daß diese „Reaktionsfreudigkeit" von Calcit und Dolomit nur deshalb angenommen wird, weil man sie für die Hypothese von der metasomatischen Entstehung der Spatmagnesite braucht, sie wird *angenommen statt bewiesen,* und man beweist dann aus dieser Annahme die Richtigkeit der Hypothese, obwohl der gesamte Chemismus des $MgCO_3$, seine Stellung im System $CaO—MgO—CO_2—H_2O$ das Gegenteil beweist, wie z. B. auch die leichtere Reaktion mit Diphenilcarbacid *(Feigl-Leitmeier)*(6) seine größere „Reaktionsfähigkeit" deutlich zeigt.

Wenn ich hier die rein metasomatische Bildung der Spatmagnesite der Ostalpen aus den angeführten Gründen, besonders aus dem Chemismus der Karbonate, ablehne, so bin ich mir doch vollkommen bewußt, daß bei allen Erklärungsversuchen von Mineral- und Gesteinsentstehung die Naturbeobachtungen und ihre Ausdeutungen an erster Stelle stehen müssen. Ich bin in Wort und Schrift, auch gegen namhafte Forscher, die nicht dieser Meinung sind, für meine Überzeugung eingetreten. Ich kann nur dann chemischen und chemisch-physikalischen Laboratoriumsuntersuchungen für die Lösung genetischer Fragen *ausschlaggebende Bedeutung* einräumen, wenn die gesamten Versuchsbedingungen denen entsprechen, die wir aus den Studien der natürlichen Verhältnisse in bezug auf die Zu-

standsbedingungen der entsprechenden Mineralfazies, als gegeben annehmen können. Trifft dies zu, so ist immer noch Vorsicht geboten. So lehne ich z. B. die heute von manchen anerkannte *direkte* Anwendbarkeit der Ergebnisse von Versuchen an Silikatschmelzen der Drei- und Mehrstoffsysteme unter Laboratoriumsbedingungen, die für das gesamte Gebiet der Geologie, Mineralogie, Kristallchemie und der Petrologie unentbehrlich und von grundlegendster Bedeutung waren und bleiben, für die Ausdeutung der Kristallisations- und Umkristallisationsbildungen in Schmelzlösungen jeglicher Art im Raum der Tiefengesteine ab. Ihre große Bedeutung liegt vor allem in der Übereinstimmung mit den Bildungsbedingungen der effusiven Phase der Ergußgesteine unter den Bedingungen der Sanidinitfazies. Für die Erklärung der Kristallisationsabfolge unter den abyssischen Bedingungen, wie sie die klassische Petrologie für die Tiefengesteine und für die intratellurische Phase der Ergußgesteine annimmt, fehlt die Berechtigung der Annahme, daß man ohne weiteres aus den Kristallisationsbedingungen, den Gleichgewichts- und Ungleichgewichtserscheinungen, den Umwandlungs- und Erstarrungspunkten, aus der Kongruenz und der Inkongruenz der Schmelz- und Erstarrungspunkte in den Mehrstoffsystemen der Laboratorien auf die des Bildungsraumes der sogenannten Tiefengesteine schließen könne, wie unter anderem die großen Erstquarze der intratellurischen Phase der Quarzporphyre (Liparite) zeigen. Aber auch dann, wenn die Bedingungen des Laboratoriums und die der Natur einander nahe stehen, soweit dies zu entscheiden möglich ist, wie es bei den Versuchen über die Löslichkeiten und die Existenzbedingungen der drei hier in Betracht kommenden Karbonate der Fall ist, würde ich ihre Bedeutung zumindest sehr einschränken, wenn sie zu Naturbeobachtungen in direktem Widerspruch stünden, aber ihrer Verwendung steht nichts im Wege, wenn sie zur *Erklärung* von Naturbeobchtungen dienen sollen. Löslichkeitsbestimmungen, vorgenommen in allen Bereichen, die auch in der Natur gegeben sein können, *müssen* aber bei der Erklärung von angenommenen Umwandlungsvorgängen, die nicht experimentell nachgemacht werden, sondern nur angenommen werden können, unbedingt *beachtet* werden. Erklärungsversuche, die mit ihnen im Einklang stehen, sind ebenso unbedingt solchen vorzuziehen, bei denen dies nicht der Fall ist. Da das Eindringen, das „Sichhineinschieben" der Magnesitkristalle, wie ich zu wiederholten Malen gezeigt habe, auch auf andere Weise erklärt werden kann als durch Metasomatose, so hat meine Hypothese nach den bisher erwähnten Verhältnissen in der Natur den Vorzug. Schwerer ist das, allerdings anscheinend recht seltene, Vorkommen von Fossilresten (Crinoidenstielteilen usw.), die ganz oder zum Teil aus wirrgelagerten

Magnesitindividuen bestehen, zu erklären. Bei mehreren Bestimmungen aus früherer Zeit konnte ich auch trotz quantitativer Analyse nachweisen, daß vor allem aus der Veitsch immer nur Dolomit vorlag (14, 1917, S. 451). In neuerer Zeit wies ich aber nun in Fossilresten aus Vorkommen in der weiteren Umgebung von Fieberbrunn [1], die mir mein verstorbener Freund *Ohnesorge* gab, der eine geologische Karte der Umgebung von Kitzbühel herausgegeben hatte, Magnesitindividuen nach, die allerdings stets nur zum Teil im Fossilrest liegen, mit Teilen der Einzelindividuen über diese aber hinausragen, daß also nur Teile dieser Kristalle den ursprünglichen Fossilkörper abbilden. Bei der häufigeren Umwandlung der Calcitsubstanz des Tiergerüstes, das, wenn die Umwandlung in geologisch späterer Zeit als das Absterben des Tierkörpers stattfand, schon als Calcitfossil vorlag, in Dolomit, blieb die Umrißform des Fossils erhalten. Da die Magnesit-Fossilreste nur im Bereich großkristalliner Magnesitgesteine auftreten, so scheint vielleicht der ganz seltene Fall eintreten zu können, daß die neugebildeten Magnesiumkarbonathydratteilchen zwischen die Calcitindividuen gedrängt wurden und nun durch die größere Kristallisationskraft des unter Druck gesetzten Magnesiumkarbonates die Stelle der Calcitindividuen einnehmen, während das Calciumkarbonat entfernt worden ist, was man immerhin als Metasomatose bezeichnen kann. Oder es kommt entsprechend den Verhältnissen der Metamorphose der obersten Tiefenstufe (Grünschiefer-Phyllitfazies) oder sehr kräftig wirkender Diagenese, die in den verdrückten Großkristallen des Magnesites, der Hauptgefügeform des Typus Veitsch, ihren Ausdruck finden, zu einem erhalten gebliebenen Restgefüge, wie uns zahlreiche kristalline Schiefer der verschiedensten Mineralfazien zeigen. Es kann sich dabei um eine Art von Pseudomorphose von Magnesit nach dem Tierkörper in Form einer Hohlraumausfüllung handeln, der durch chemische Zerstörung des Tierkörpers unmittelbar vor der Bildung des $MgCO_3 . 3\,H_2O$ entstanden sein kann. Dafür spricht auch das Hinausragen der einzelnen, später unter Druck aus dem Karbonathydrat entstandenen Magnesitkristalle. Ich halte diese Art der Bildung für die wahrscheinlichste. Die erkennbare Erhaltung einer früheren Umrißform muß noch kein Beweis für metasomatische Umbildung sein. Im übrigen wäre die Möglichkeit, daß unter bisher noch nicht bekannten Bedingungen Tiergerüste aus Magnesiumkarbonat gebildet werden können, keinesfalls völlig ausgeschlossen.

[1] Auf Grund von Begehungen dieses Gebietes im Juli 1953 stammen diese Magnesitproben keinesfalls aus Fieberbrunn. Sie zeigen das Pinollitgefüge in Grau und Schwarz, wie es z. B. im Sunk und in der Veitsch vorkommt.

Es kann aber gar kein Zweifel darüber bestehen, daß alles das nur *Hypothesen* sind, *das Magnesitproblem ist noch keinesfalls gelöst*, wenn auch die von *Llarena* beschriebenen spanischen Spatmagnesite als sedimentäre Bildungen gelten müssen. Ob die im Gefolge dieser Magnesite auftretenden Dolomitgesteine metasomatisch aus Kalkstein gebildet worden sind oder gleichfalls sedimentärer Entstehung sind, wie *Llarena* annimmt, läßt sich nicht entscheiden. Wenn ich hier feststelle, daß *die* Hypothese die meiste Wahrscheinlichkeit für sich hat, bei der Naturbeobachtungen mit den Eigenschaften der Komponenten und deren Verbindungen, wie sie das Laboratorium zu erschließen vermag, vereinbar sind, was zweifellos bei meiner Hypothese, wie ich gezeigt zu haben glaube, am meisten der Fall ist, so betone ich nochmals ausdrücklich, daß ich durchaus der Meinung bin, daß nicht alle Spatmagnesite der Welt, auch nicht die der Alpen, durchaus gleicher Entstehung sein *müssen*.

Die Herkunft des Magnesiums.

Keine bisher zu dieser Frage geäußerte Ansicht vermag wirklich zu befriedigen. Nimmt man wie *Llarena* und zum Teil auch ich marine Bildung an, so hat man es noch am leichtesten, weil die Magnesia im Meerwasser vorhanden ist und eine Anreicherung in lagunösen Gebieten, in Atollen usw. durchaus im Bereich der Möglichkeit liegt. Weit schwieriger ist die Annahme terrigener (hydrothermaler) Bildung, die noch dadurch wesentlich kompliziert wird, daß ein Teil der Forscher, soweit ich es übersehen kann der größere, einen recht nahen Zusammenhang mit der Sideritbildung in den Ostalpen annehmen, andere ihn loser auffassen oder ablehnen, wie *Angel* (1, 1939), *Thurner* (28) und ich. Die verschiedenen Ansichten über diese Frage haben *Friedrich* und ich in unseren beiden von einander völlig unabhängigen und fast gleichzeitig verfaßten Arbeiten von 1951 recht ausführlich besprochen, wobei sich der erstere nicht unbedingt zustimmend, ich mich ablehnend verhalten habe. Auch *Llarena* beschäftigte sich mit diesem Problem ohne direkte Stellungnahme, während *Schneiderhöhn* (26) die Siderit- und die Spatmagnesitlagerstätten unter seine regenierten alpidischen Lagerstätten einreihte und sich den Vorstellungen von *Clar* (5) und *Friedrich* anschloß, daß Mg und Fe der metamorphen Umkristallisation und Diaphthorese des Penninikums entstamme, ohne eine Begründung dafür zu geben. Das Problem der Sideritbildung soll hier nicht ausführlich behandelt werden.

Meine Ablehnung eines engen Zusammenhanges von Spatmagnesit- und Sideritbildung begründe ich mit dem Unterschied in der Gefügeform beider Karbonatgesteine, der großen Seltenheit größerer gutausgebildeter Magnesitkristalle in den bedeuten-

deren Spatmagnesitlagerstätten, die anscheinend nur in Oberdorf nördlich von Bruck a. d. Mur bekannt sind, der Häufigkeit von gut ausgebildeten Sideritkristallen aller Größenordnungen in allen ostalpinen Sideritlagerstätten, dann auch mit der ungleichmäßigen Verteilung des Sulfidinhaltes beider Arten von Lagerstätten. Sulfide führt von allen größeren Spatmagnesitvorkommen der Ostalpen in etwas größeren als sehr geringen Mengen nur die Veitsch, Sulfide führen [in geringen Mengen (steirischer Erzberg), etwas größeren (Hüttenberg), großen (Radmer), sehr großen (Mitterberg)] so gut wie alle Sideritlagerstätten der Ostalpen, die zum Teil in Sulfidlagerstätten übergehen. Meine Ablehnung findet aber auch darin ihre Begründung, daß Magnesit und Siderit in keiner einzigen der großen Spatmagnesitlagerstätten ineinander übergehen, gemeinsam oder auch nur in allernächster Nähe vorkommen. In der Veitsch, Veitschtal z. B., sind sie räumlich doch ziemlich voneinander entfernt. Nur im Nahbereich der Mitterberger Ankerit-Siderit-Sulfidlagerstätte, aber auch hier streng getrennt, kommen Spatmagnesite vor. Den meisten großen und kleinen Sideritvorkommen treten die Magnesite nirgends sehr nahe. Den beiden großen Sideritlagerstätten beider Erzberge fehlt Spatmagnesit vollkommen. Zwei mir zur Untersuchung übergebene Magnesitkristalle, die natürlich nichts mit Spatmagnesit zu tun haben, aus der kleinen Sideritlagerstätte Flachau bei Radstadt, erwiesen sich als Dolomit. Nur im Ni-Co-Sulfid-Revier von Leogang kommen Magnesite, die man wegen ihrer feinkörnigen Beschaffenheit als Mikropinolite (*Siegl*, 27) bezeichnen kann, in der Nähe ankeritisch breunneritischer Siderite vor. Die großen Spatmagnesite dieses Gebietes sind von diesen Sulfidlagerstätten räumlich getrennt. Mg und Fe stehen einander im Atomradius nahe, weit näher als dem größeren Ca, ihre Diadochie in Silikaten ist weitgehend, vielleicht eine der weitgehendsten im ganzen Mineralreich; jedenfalls ist sie in den dunklen Gemengteilen der Sialgesteine in ungeheuren Mengen anzunehmen, aber in keiner Spatmagnesit- oder Sideritlagerstätte der Alpen kann man etwas von einem solchen Ersatz auch nur in etwas größerem Ausmaße sehen, es herrscht vielmehr die Regel *steter räumlicher Trennung*, die man beinahe als Gesetzmäßigkeit ansehen könnte. Breunnerit- und sogenannte Misitin(spat)bildungen gehören nicht in das Gebiet der Spatmagnesite von *Redlichs* Typus Veitsch.

Die meisten neueren Vertreter metasomatischer Entstehung der ostalpinen Spatmagnesite denken an einen *Zusammenhang mit der alpidischen Orogenese*. Teils denken sie an einen solchen mit der alpidischen „Granitbildung" (= Granitodioritgneisbildung nach meiner Auffassung dieser Gesteine der Hohen Tauern), also dem, was man vielfach Tauernkristallisation im weitesten Sinne ihrer Bedeutung meint, teils aber auch an Fe und Mg, das durch Diaphthorese penninischer Gesteine frei wird, dann aber auch an eine Art basischer Fronten. Diese Gesteine reichen von der Brennerfurche im Westen bis zum Ende der Hohen Tauern. Ihnen werden weiter im Osten gelegene Gesteinsserien, wie das Ammeringkristallin und die Mürztaler Grobgneise mit dem Birkfelder Granit und große Teile des Wechselkristallins, gleichgestellt und ebenfalls als Tauernkristallin bezeichnet, so daß gerade die berühmteste aller Magnesitlagerstätten der Alpen, die der Veitsch, im Wirkungsbereich dieser Gesteine läge, mit deren Kristallisation bzw. Umkristallisation während und auch nach der alpidischen Orogenese die Magnesialieferung in Zusam-

menhang stünde. Diese Gleichstellung mit dem Tauernkristallin wird aber von anderen, zu denen auch ich mich zähle, durchaus bestritten. Für die große Lagerstätte um die Millstätteralpe im Gebiet von Radenthein fehlt im weitesten Umkreis jegliche Art von tatsächlichem oder auch nur angenommenem „Tauernkristallin" ebenso wie für die Hüttenberger Siderite. Andere Erklärungsversuche nehmen Beziehungen zu andesitischen Gesteinen des alpidischen subsequenten sialischen Vulkanismus an *(Petrascheck)*, der im Zusammenhang mit den Andesiten der Dinariden [1] auf Grund der immer zahlreicher werdenden Auffindung saurer Tuffe von jungem Alter in weit größerem Ausmaße angenommen werden könne, als es unser Tagesschnitt anzeigt. In allerneuester Zeit bringt z. B. *Metz* (19, S. 60 und 80) Spatmagnesite im Bereich des Paltentales (Wald, Sunk) in Verbindung mit der alpidischen Formung der granitodioritischen Gesteine des Seckauer Gebietes, an deren alpidischen Umprägung oder Zuzählung zu den Periadriatika kaum zu zweifeln ist, und weist die Metasomatose zu Magnesit der vorgosauischen Phase zu. Andere von *Redlich* bis *Angel, Schwinner, Thurner* und mir halten sie für älter, was ich unter anderen mit dem Gefüge der Spatmagnesite als Metamorphite der varistischen oder alpidischen Orogenese begründe, über deren Wirkungsausmaß in der Grauwackenzone unserer Alpen die Meinungen immer noch geteilt sind. Bevor nicht das alpidische Alter, der penninische Charakter der Grobgneise des Mürztales und des Wechselgebietes *bewiesen* ist, was schwerlich in absehbarer Zeit gelingen wird [2], kann die Herkunft der Magnesia der großen Spatmagnesitmassen der Hauptzone von Veitsch bis Semmering auf diese Weise als terrestrische Bildung nicht erklärt werden, da ein direkter Zusammenhang mit der Formung des Penninikums der Hohen Tauern wohl kaum angenommen werden kann. Ich habe in dieser Angelegenheit meinen eingehenden ablehnenden Ausführungen (15) nichts mehr hinzuzufügen. Die Anhänger des Zusammenhanges mit dem Penninikum sind damit wieder dort angelangt wo *Weinschenk* (29, S. 43), zu seiner Zeit, unbelastet mit jedweder modernen Vorstellung vom Bau der Ostalpen, schon 1900 stand und klar damit hervorgetreten ist:

[1] Die ganze Masse der Andesit-Gesteine des Balkans gehört wohl kaum zum subsequenten Vulkanismus. Diese Gesteine sind wohl weit eher Äußerungen des synorogenen Magmatismus, der hier nicht als Plutonismus, sondern sich als Vulkanismus geäußert hat, eine effusive Fazies der Periadriatika und des alpidischen Anteiles der Zentralgranitodioritgesteine der Hohen Tauern.

[2] Dazu müßte man das gesamte Penninikum petrographisch und petrogenetisch weit besser als bisher kennen.

„Daß ungeheure Massen [1] magnesiahaltiger Lösungen auch sonst in diesen Teilen der Alpen (hier ist die Umgebung der Talklagerstätte von Mautern gemeint) dem Eindringen der granitischen Massen (damit ist der Bösenstein-Seckauer „Granit" gemeint) gefolgt sind, läßt sich an verschiedenen Punkten ziemlich sicher feststellen. So haben wir in nächster Nähe in nicht geringer Anzahl Vorkommnisse von mehr oder minder grobkörnigem Magnesit . . ."

Ebenso hat *Angel* (2) neuestens für die Bildung fast sämtlicher Zentralgranitodioritgneise („Zentralgranite") der östlichen Hohen Tauern seines Kartenblattes der Hochalmspitz—Ankogelgruppe magmatische, zum Teil migmatische Entstehung während der alpidischen Orogenese angenommen, eine Erklärung, die völlig auf dem Boden von *Weinschenks* Ansicht von der Bildung dieser Gesteine weiter westlich in der Venedigergruppe steht. *Weinschenks* Annahme von genetischer Zusammengehörigkeit von Spatmagnesitbildung mit der von Talk, die an manchen Stellen deutlich zu sehen ist, wurde ja auch von ihm und neuerdings von *Friedrich* (7), und wie ich glaube für das Vorkommen des Rabenwaldes in der Oststeiermark auch mit gutem Grund, für durchaus möglich gehalten, wenn auch die genetische Detaildarstellung des sehr verwickelten Prozesses noch manche Frage offen läßt. Hingegen halte ich *Friedrichs* Ansicht (8), daß der penninische initiale Magmatismus, also vor allem die uns heute als Serpentine vorliegenden Ultrabasite dieser simatischen Periode der ersten Schmelzeförderung vor der alpidischen Orogenese der Magnesiaspender („Erzspender"), dagegen orometamorphe Stoffwechselvorgänge bei der alpidischen Orogenese „Erzbringer" gewesen sein sollen, obwohl ich selber in früherer Zeit (15, S. 147) ebenso wie spätere Autoren an einen Zusammenhang mit Ophiolithgesteinen, wenn auch nicht unbedingt voralpidischen Alters gedacht habe, schon deshalb für unwahrscheinlich, weil in den an Serpentingesteinen so reichen Gebieten des dinarischen Balkans Spatmagnesite, denen der Ostalpen vergleichbar, fehlen, wie *Friedrich* selbst feststellte, mögen auch die Serpentine dort älter sein, einem älteren Orogenzyklus angehören, als viele, aber durchaus nicht alle Serpentine (nicht nur Kraubath) der Alpen.

Daß ich die Spatmagnesitbildung ebenso wie *Redlich*, *Angel*, *Thurner*, *Llarena* u. a. für älter als alpidisch halte, habe ich neuerdings wieder hervorgehoben (15). Dafür spricht unter anderem auch die Morphologie mehrerer Spatmagnesitlagerstätten, die so häufige Zerteilung in kleinere Einzelkörper (z. B. im Raum westlich der Veitsch, Kaintaleck, Umgebung von Wald, Trautenfels, der Raum in

[1] *Weinschenk* liebte solche Superlative.

der weiteren Umgebung von Dienten, Leogang und der von Fieberbrunn usw.), die doch früher einheitlich gewesen sein dürften.

Die alpinen Spatmagnesite als Metamorphite.

Zweifellos sind manche Spatmagnesitgesteine, mag man ihre Entstehung wie immer gearteten Vorgängen zuschreiben, *Metamorphite*, die unter Bedingungen der Grünschiefer-Phyllitfazies mit ihrer kritischen Mineralkombination von Breunnerit-Magnesit und Talk ihre letzte Ausprägung erhalten haben. Diese epizonale Formung beweisen nicht nur Formen der Magnesitindividuen, sondern auch die anderen, wenn auch verhältnismäßig seltenen Gemengteile und die Begleitmineralien der Magnesitgesteine ebensosehr wie die Ausprägung der Nebengesteine, die eine gleiche, mehr oder weniger deutlich erkennbare Metamorphose mitgemacht haben. Auf die Unterschiede der Begleitgesteine von den magnesitferneren Gesteinen der Lagerstätte auf der Millstätteralpe haben vor kurzem *Awerzger* und *Angel* (3) aufmerksam gemacht. Als Metamorphite hat *Redlich* die Magnesite gesehen, wenn er auch nicht viel davon mitgeteilt hat, so habe ich sie immer angesehen und manche andere, wie *Mohr* und *Himmelbauer* (10). Auch *Angel* (1, S. 246) hat sie in seiner Petrographie der Steiermark zu den metamorphen Sedimentgesteinen gestellt, was mir heute richtiger erscheint, als meine Einreihung in meinen Grundzügen der Gesteinslehre (1950) unter die Sedimentgesteine. Wenn auch nur gelegentliche Begleitmineralien sind Quarz, Chlorit (dabei Rumpfit), Muscovit, Epidot, Albit, Pyrit, Apatit; sehr selten sind Rutil, und Turmalin. Disthen (Cyanit) tritt auf der Millstätteralpe nach *Awerzger* und *Angel* (3) in unmittelbarster Nähe des Spatmagnesites selbst häufig auf. Hingegen ist das stellenweise sehr enge Zusammenvorkommen mit Talk (z. B. Oberdorf, Schober ober Wald, Rabenwald bei Anger) gar nicht anders zu erklären. Der häufig zwischen den Magnesitkristallen liegende Kohlenstoff wird gewöhnlich, wie *Himmelbauer* (10) in seiner Zusammenstellung der Literatur ausführte, als Graphit bezeichnet. Nach meinen Untersuchungen an solchen Graphiten von der Veitsch, dem Sunk und der Umgebung von Fieberbrunn [1], ist bestimmt ein Anteil dieser dunkelgrauen bis schwarzen Partien von hohem Dispersitätgrade Graphit. Das Versagen der Reaktion nach *Staudenmaier* („Graphitsäure-Reaktionsgemenge"), die manchmal recht rasche Farbveränderung des grauen Pulvers beim Glühen lassen aber das Vorhandensein von noch nicht zu Graphit gereiftem C durchaus wahrscheinlich erscheinen. Der zumeist zurückbleibende dunkle Rest spricht für einen Gra-

[1] Vgl. Anmerkung auf Seite 316.

phitanteil. Dabei muß berücksichtigt werden, daß nur ein Teil dieser dunkelgrauen Substanz C ist, während bald der Hauptanteil, bald nur ein kleinerer Teil einen in Säuren unlöslichen, hochdispersen Niederschlag bildet, in dem ich SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3 nachweisen konnte, der wohl auf ein zersetztes Silikat deutet. Der heutige Zustand dieser häufigen dunklen Zwischenlagerung spricht aber ganz deutlich für epizonale Metamorphose und für sedimentogene Bildung dieser Bestandteile.

Diese Metamorphose der Magnesitgesteine kann die Wirkung einer der Phasen der alpidischen Orogenese sein. Nimmt man die Magnesitbildung präalpidisch an, dann ist die ganze Serie der Karbonatgesteine mit ihren Bestandteilen mehr oder weniger umgewandelt worden. Der Zusammenschub, das Eindringen der größeren, vielleicht tektonisch gewachsenen Magnesitkristalle in die feinkörnigeren Karbonatgesteine kann dabei erfolgt sein, die Kristallisation kann auch die Bewegung überdauert haben. Die Kristallisationskraft des Magnesites ist größer als die von Calcit und Dolomit und wird durch Druck wohl noch gesteigert. Weist man die metasomatische Magnesitbildung der vorgosauischen Phase der alpidischen Orogenese zu, wie *Metz* (18) es tut, oder der Zwischenzeit zwischen dieser Phase und der laramischen, dann könnte man der Wirkung der laramischen oder savischen Phase die epizonale Metamorphose zuschreiben. *Clars* (4) Annahme einer Abbildungskristallisation für das Bändergefüge von Spatmagnesiten der Breitenau bei Mixnitz im Murtale schließt eine spät- oder postalpidische Magnesitisierung allerdings nicht aus. Eine so datierte Metasomatose hätte ein schon epizonal verändertes Karbonatgestein erfaßt, dessen gesamtes Gefüge bei diesem Vorgang erhalten geblieben wäre. Gegen die Verallgemeinerung eines solchen Vorganges spricht nicht nur die Erscheinungsform der Magnesitgesteine, sondern vor allem der Umstand, daß wir das so häufige typische grobe Spatmagnesitgefüge mit der Verschmälerung der Enden der Magnesitkristalle des Gesteines fast niemals an Kalksteinen, nur selten an Dolomitgesteinen außerhalb von Magnesitlagerstätten kennen, denn die Annahme, daß durch einen Zufall fast alle ursprünglich so gefügten Kalksteine und die meisten Dolomitgesteine zu Spatmagnesiten geworden seien, ist schon deshalb unwahrscheinlich, als ja gerade ein grobgefügtes Gestein schwerer umzuwandeln ist als ein feiner gefügtes. Dieses Fehlen des groben, an den Kristallenden verjüngten Spatmagnesitgefüges (zum Teil Pinolitgefüge) an Kalksteinen, diese Seltenheit so gefügter Dolomitgesteine außerhalb des Bereiches von Spatmagnesitlagerstätten spricht nicht für die Hypothese von der metasomatischen Entstehung der Spatmagnesite.

Das Alter des Vorganges der Spatmagnesitbildung.

Keine der bisher aufgestellten Theorien der Spatmagnesitbildung kann erklären, warum fast ausschließlich oder überhaupt ausschließlich (*Awerzger* und *Angel* [3]) die Spatmagnesite der Ostalpen in der Grauwackenzone bzw. in Grauwackengesteinen auftreten, wie ich schon 1951 ausgeführt habe. Dafür fehlt jede räumliche Deutung, mag man welchen Ursprung der Mg-Lieferung immer annehmen. Auch die Tektonik dieses Gebietes, soweit wir sie heute kennen, gibt dazu keine Handhabe. Es hätte für Sedimentierung oder Metasomatose viel günstigere Gelegenheiten gegeben, etwa der weite Bereich des kalkfaziellen Mesozoikums der nördlichen und südlichen Kalkalpen. Es müssen für die Magnesitbildung Bedingungen maßgeblich gewesen sein, die am besten in der Grauwackenzone verwirklicht waren, Bedingungen, die wir heute noch nicht kennen. Kann man auch nicht von absoluter Niveaubeständigkeit der Magnesitbildung sprechen, da sie bzw. ihre Ausgangsgesteine, vom Unterdevon bis in die Basis der Trias reichen, so ist doch das Devon und Karbon begünstigt gewesen.

Eine Erklärung dieser Tatsache könnte man wohl nur in der Annahme finden, daß die Magnesitbildung, nach welcher Theorie immer, *prävaristisch* oder doch zumindest vor der Bildung der mächtigen mesozoischen Kalksteine und Dolomitgesteine erfolgt sei, da zu jener Zeit nur die paläozoischen Kalk- bzw. Dolomitgesteine zur Verfügung standen, also nur diese von der Metasomatose erfaßt werden konnten. Zur Zeit und nach der Zeit der umfassenden mesozoischen Karbonatsedimentation und Dolomitisierung wäre es mit der geringräumigen Ausnahme des Grenzbereiches Perm-Trias (Triasbasis am Zumpanell und Leogang)[1] nicht mehr zu einer postvaristischen Magnesitbildung gekommen. In der weitaus größten Zahl der Fälle hätten nach der varistischen Orogenese die Magnesiamengen, nur zur Dolomitisierung, nicht aber zur Magnesitbildung ausgereicht, eine Annahme, die das Fehlen jeglicher Magnesitbildung in der mächtigen Karbonatfazies des ostalpinen Mesozoikums und des Tertiärs erklären könnte. Dieses Fehlen spricht ja auch keinesfalls für alpidische syntektonische, oder zwischen zwei alpidischen Bewegungsphasen, oder postalpidisch erfolgte Metasomatose. Das völlige Fehlen auch jeden Übergreifens der Karbonatverdrängungen durch die Mg- bzw. Fe-Lösungen im allernächsten Bereich der großen Spatmagnesit- und Sideritlagerstätten der Ostalpen in die manchmal ganz nahen mächtigen Karbonatgesteinsmassen der

[1] Im Gebiet von Leogang ist es im Basiskonglomerat anscheinend nicht mehr zur Bildung des Minerals Magnesit selbst gekommen.

alpinen Trias, ist wohl eine der am meisten auffälligen Erscheinungen im gesamten Auftreten dieser Carbonatlagerstätten. Dieser Tatsache sollten meines Erachtens alle Anhänger rein metasomatischer Bildung dieser Lagerstätten in genetischer Abhängigkeit von irgendeiner Phase der alpidischen Orogenese im Bereich zwischen der Oberen Kreide und dem Miocän weit *mehr Beachtung* schenken, als dies bis jetzt der Fall ist. Diese in keiner anderen Weise erklärbare Erscheinung spricht auf das entschiedenste für eine vortriadische Spatmagnesitbildung bzw. Metasomatose der Ausgangskarbonatgesteine. Für manche *anerkannte* Altersstellung genügt ein ähnliches Verhalten. Man ist daher voll berechtigt zu sagen, daß für posttriadische metasomatische Bildung der Spatmagnesite und vielleicht auch der Siderite in den Ostalpen *ein Beweis fehlt,* daß sich vielmehr *vortriadisches Alter*, oder doch in Einbeziehung von Hall zumindest ein voranisisches Alter aus guten Gründen annehmen lasse.

Für die Anhänger der Metasomationstheorie kommt, soviel ich sehe, vor allem hydrothermale Bildung im weitesten Sinne des dem Worte kaum mehr ganz entsprechenden Gesamtanwendungsbereiches in Frage, obwohl kein zwingender Grund zu dieser Einschränkung besteht. Eine Metasomatose aus mariner Mg-Lösung besitzt den gleichen Wahrscheinlichkeitsgrad wie eine solche aus hydrothermaler Lösung. Der Unterschied besteht wohl nur in dem für das Meerwasser sicherstehenden Gehalt an NaCl. Aus unseren Laboratoriumserfahrungen geht aber hervor, daß diesem Gehalt keine Einflußsphäre bei der Lösung und Umsatz im Bereich der trigonalen Karbonate zukommt (z. B. *Schloemer*, 25, S. 135). Bei wiederholtem Durchdenken aller genetischen Vorstellungen, beim nochmaligen Studium der reichlichen Literatur möchte ich mich nunmehr für größere Wahrscheinlichkeit der Annahme *mariner Entstehung* der *ostalpinen* Spatmagnesite aussprechen und ich betone ausdrücklich, daß zu dieser Entscheidung *Llarenas* neueste Arbeit beigetragen hat. Ebenso ausdrücklich sei aber festgestellt, daß ich terrigene Bildung aus Mg-haltigen Wässern, also *auch hydrothermale Bildung durchaus für möglich halte,* wenn ich mich auch für größere Wahrscheinlichkeit mariner Bildung ausspreche.

Überblickt man auf Grund sämtlicher bisher geäußerter Ansichten alle sich ergebenden *Möglichkeiten der Spatmagnesitbildung in den Ostalpen,* so ist ihnen nur die präalpidische, zum weitaus größten Anteil prävaristische, vom Devon bis in die unterste Trias reichende Entstehung bzw. die der Ausgangskarbonatgesteine gemeinsam. Man könnte unter Berücksichtigung aller Ansichten und der darnach gebotenen Möglichkeiten beiläufig die folgenden Fälle, die sich wohl noch vermehren ließen, auseinanderhalten:

1. Die Metasomatose erfolgte noch prävaristisch, die Metamorphose in der Epizone varistisch. Die alpidische Orogenese blieb wirkungslos.

2. Metasomatose und epizonale Metamorphose erfolgten varistisch syntektonisch. Dolomit und Magnesit sind z. T. Metamorphite der varistischen Orogenese.

3. Die Sedimentation des Magnesites und der Begleitkarbonate erfolgte prävaristisch, die epizonale Metamorphose varistisch. Alpidisch nicht beeinflußt.

4. Präalpidische Sedimentation von Calcit, Dolomit und Magnesit bzw. der Zwischenformen der beiden letzteren, alpidische Metamorphose in der Epizone. Hier kann man ebenso wie bei 2. marine oder terrigene Sedimentation unterscheiden (2 a und 3 a, bzw. 2 b und 3 b).

5. Präalpidische metasomatische Umbildung von Kalkstein oder Dolomit, oder beider zu Magnesit bzw. $MgCO_3 . 3\,H_2O$, wobei auch metasomatische Umbildung von Kalkstein zu Dolomit erfolgen konnte. Die Spanne zwischen der Bildung der Ausgangsgesteine und der Metasomatose konnte sehr kurz sein, es konnte auch Umbildung in statu nascendi erfolgt sein, die Spanne konnte aber auch sehr lang sein. Epizonale Metamorphose erfolgte alpidisch. Diese Umwandlung ist anscheinend immer terrestrisch angenommen worden.

6. Prävaristische oder präalpidische metasomatische Dolomitbildung aus paläozoischen Karbonatgesteinen durch Mg-Lösungen, zuerst als Mischsalz, Ausfällung nur relativ selten vorhandener Mg-Reste als Magnesiumhydrokarbonat. Der Vorgang kann sich an schon längst vorhandenem Kalkstein oder prävaristisch an eben gebildetem $CaCO_3$ (Atolle der Südsee als rezentes Beispiel) abgespielt haben. Ausprägung von Dolomit und Magnesit durch Diagenese oder durch später erfolgte schwache varistische oder alpidische epizonale Metamorphose. 6 a marine Bildung, 6 b terrigene Bildung.

7. Paläozoische Karbonatgesteine wurden durch Thermalwässer, die reich an Mg und Fe waren, alpidisch synorogen metasomatisch in Magnesite umgewandelt, in nächster Nähe oder weiter entfernt in Siderite. Das gebildete Magnesiumkarbonat wurde noch in der gleichen Orogenese in einer späteren Phase epizonal metamorphosiert.

8. Paläozoische Karbonatgesteine wurden alpidisch in der gleichen Phase zu Spatmagnesiten (bzw. Sideriten) metasomatisch umgewandelt und eventuell epizonal metamorphosiert, der ganze Vorgang ist syntektonisch in bezug auf die alpidische Orogenese.

Als Fall 9 und 10 könnte man die Möglichkeit in Erwägung ziehen, daß paläozoischer Kalkstein oder Dolomit postalpidisch metasomatisch zu Spatmagnesit geworden sei, sein Gefüge aber schon

vor der Metasomatose alpidisch oder varistisch erhalten habe, oder daß paläozoisches Karbonatgestein varistisch epizonal metamorphosiert und alpidisch syntektonisch oder postalpidisch metasomatisch zu Spatmagnesit geworden wäre. In diesen Fällen müßten weit größere Mengen von Kalkstein und Dolomit in Spatmagnesitgefüge vorhanden sein, da, wie bereits ausgeführt, kaum angenommen werden könnte, daß der bedeutend größere Anteil der so gefügten Dolomitgesteine und fast sämtliche so gefügten Kalksteine metasomatisch zu Spatmagnesiten umgewandelt worden wären, denn dieses Gefüge ist an Dolomitgesteinen außerhalb des engeren Spatmagnesitbereiches selten, fehlt den Kalksteinen fast völlig.

Ich habe in dieser Abhandlung die Gründe erörtert, warum ich an der Erklärung der Bildung der Spatmagnesite der Ostalpen nach Fall 6 festhalte, sie ist die einzige, die mit den gesammelten Erfahrungen am System $CaO—MgO—CO_2—H_2O$ in Übereinstimmung steht, alle Naturbeobachtungen können nach dieser Hypothese erklärt werden, wenn auch *äußerlich manche Verhältnisse* ebensosehr für Metasomatose sprechen. Das Alter der Magnesitbildung ist vortriadisch, es muß durchaus nicht aller Spatmagnesit der Grauwackenzone einem zeitlich gleichen Vorgang seine Entstehung verdanken, es kann zu mehreren Magnesitbildungen gekommen sein, die mit ihnen verbundenen Gesteine geben die mögliche unterste Bildungszeit an. Die Metamorphose zum sedimentogenen epizonalen Metamorphit, kann man bei Annahme vorvaristischer (paläozoischer) Magnesitbildung in die varistische Orogenese verlegen, bei Annahme nachvaristischer aber vortriadischer oder doch voranisischer Bildung in die alpidische Orogenese. Es kann varistische und alpidische Metamorphose durchaus möglich sein. Wollte man aber nur eine Periode der Magnesitbildung annehmen, dann kann sie, Hall inbegriffen, nur voranisisch, die epizonale Metamorphose nur alpidisch erfolgt sein, wenn die Altersbestimmungen der Ausgangsgesteine in der Triasbasis richtig sind. Nach oben ist die Magnesitbildung durch die Bildungszeit bzw. den Bildungsbeginn der großen Massen triadischer Dolomitgesteine, denen jede Magnesitbildung fehlt, abgegrenzt. Dadurch bleibt bei Annahme einheitlicher, gleichzeitiger Magnesitbildung für diese nur die Zeit zwischen dem untersten Werfener Horizont und Anis übrig. Ich halte genau so wie für die Dolomitbildung mehrere Bildungen unbedingt für wahrscheinlicher. Die Magnesia entstammt nach meiner Ansicht dem Meerwasser, die Magnesitbildung ist in den Ostalpen überwiegend marin. Für die Konzentrationen, die zu dieser Bildung nötig sind, liefern uns im Sinne des Aktualitätsprinzipes die tropischen Meere unserer Zeit die Belege. Daß bis jetzt die Hydrat-Vor-

stufe des Magnesits bei Atollbohrungen und Tiefseeuntersuchungen nicht gefunden worden ist, hat seinen Grund in der Spärlichkeit solcher Untersuchungen, in der verhältnismäßig geringen erreichten Tiefe der Bohrungen, vor allem aber darin, daß Magnesitbildung gegenüber der von Dolomit viel seltener ist und, wie man ja weiß, an bestimmte geologische Perioden gebunden zu sein scheint. Über die Herkunft der um ein sehr bedeutendes Vielfaches größeren Mg-Mengen für die Bildung der Riesenmassen der triadischen Dolomitgesteine, weiß man auch nicht mehr. Bei Annahme hydrothermaler Magnesitbildung fehlt bis jetzt jede brauchbare Annahme, so interessant auch die aufgestellten Theorien sind. Keinesfalls sind alle Karbonatgesteine der ostalpinen Spatmagnesitlagerstätten heute schon zur Gänze durch einfache Sedimentation zu erklären. Sie können noch nicht den Spatmagnesiten des Asturetagebietes in den Pyrenäen genetisch gleichgestellt werden, die auch äußerlich ihre sedimentäre Entstehung deutlich zeigen. Ich kenne keine Gefügeform großer zusammenhängender Massen alpiner Spatmagnesite, die der Gefügeform des Spatmagnesites dieser spanischen Lagerstätte vollkommen entspricht. Ostalpine Bändermagnesite (z. B. Breitenau) zeigen nicht auf so große Erstreckung die so deutlich erhalten gebliebenen Absatzstreifen ehemaliger Sedimentationsebenen, wie sie die Magnesitgesteine des Asturetabaues im Handstück und in *Llarenas* Abbildungen in ganz großem Ausmaß zeigen.

Literatur.

1. *Angel, F.*, Die Gesteine der Steiermark. Mitteil. d. naturw. Ver. d. Steiermark Bd. 60, 1924 (auch als selbständiges Buch erschienen). Unser Erzberg. Ebenda, Bd. 75, 1939, S. 227. — 2. *Angel, F.*, und *R. Staber*, Gesteinswelt und Bau der Hochalm-Ankogelgruppe. Innsbruck, 1952, Wissenschaftliche Alpenvereinshefte, Nr. 13. — 3. *Awerzger, A.*, und *F. Angel*, Die Magnesitlagerstätte auf der Millstädter Alpe bei Radenthein (Kärnten). Radex-Rundschau, Radenthein, 1948, S. 91. — 4. *Clar, E.*, Die Gefügeregelung eines Bändermagnesites. Jahrb. Geol. Bundesanst. Wien, Bd. 81, 1931, S. 387. — 5. *Clar, E.*, Ostalpine Vererzung und Metamorphose. Verhandl. d. Geol. Bundesanst. 1945, Wien, 1947, S. 29. — 6. *Feigl, F.*, und *H. Leitmeier*, Eine Reaktion zur Unterscheidung von Dolomit und Magnesit. Centrbl. f. Min. etc. 1928, Abt. A, S. 74. — 7. *Friedrich, O. M.*, Die Talklagerstätten des Rabenwaldes, Oststeiermark. Berg- u. Hüttenmänn. Monatshefte, Wien, Bd. 92, 1947, S. 66. — 8. *Friedrich, O. M.*, Zur Genese ostalpiner Spatmagnesite und Talklagerstätten. Radex-Rundschau, Radenthein, 1951, S. 281. — 9. *Halla, F.*, Eine Methode zur Bestimmung der freien Energie usw. und ihrer Anwendung auf das Dolomitproblem. Ztschr. f. phys. Chemie A. Bd. 175, 1935, S. 63. Bemerkungen zur kongruenten Löslichkeit des Dolomites. Ebenda, 175. Bd., 1936, S. 396. Über die freie Energie bei der Dolomitbildung. Mineralpetrogr. Mitt. Bd. 48, 1936, S. 275. — 10. *Himmelbauer, A.*, Magnesit in: Die wichtigsten Lagerstätten der Nichterze, herausgegeben von *O. Stutzer*, Bd. 5, 1933, S. 249. — 11. *Kern, J.*, Der Magnesit und seine technische Verwertung. Glück Auf, Bd. 48, 1912, S. 211. — 12. *Klähn, H.*, Süßwasserkalkmagnesiagesteine und Kalkmagnesiasüßwässer. Chemie der Erde, Bd. 3, 1928, S. 455. — 13. *Klement, C.*, Über die Bildung

des Dolomites. Tschermak Min.-petrogr. Mitt. N. F. Bd. 14, 1895, S 526. — 14. *Leitmeier, H.*, Zur Kenntnis der Karbonate II. N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. 40, 1916, S. 655. Die Genesis des kristallinen Magnesites. Centrbl. Min. etc. 1917, S. 446. — 15. *Leitmeier, H.*, Die Magnesitvorkommen Österreichs und ihre Entstehung. Montanztg. Wien, Bd. 67, 1951, S. 133. — 16. *Llarena, J. G.*, Die Lagerstätten des sedimentären Magnesites im Paläozoikum der Westpyrenäen. Berg- u. Hüttenmänn. Monatshefte, Wien, Bd. 96, 1951, S. 221. — 17. *Llarena, J. G.*, Über die sedimentäre Entstehung des ostalpinen Magnesits „Typus Veitsch". Montanztg., Wien, Bd. 96, 1953, S. 55. — 18. *Metz, K.*, Über die tektonische Stellung der Magnesit- und Erzlagerstätten in der steirischen Grauwackenzone. Berg- u. Hüttenmänn. Monatshefte Bd. 86, 1938, S. 105. — 19. *Metz, K.*, Die stratigraphische und tektonische Baugeschichte der steirischen Grauwackenzone. Mitteil. d. Wiener Geol. Ges., Bd. 44, 1951, S. 1. Wien, 1953. — 20. *Mohr, H.*, Zur Entstehung der alpinen Spatmagnesite vom Typus „Veitsch". Tschermaks Min.-petrogr. Mitt. N. F. Bd. 38, 1925, S. 137. — 21. *Petrascheck, W.*, Metallogenetische Zonen in den Ostalpen. Comptes Rendus intern. Geol. Kongr. Bd. 14, Madrid, 1928. Die Magnesite und Siderite der Alpen. Sitzber. Akad. d. Wiss. Wien, math.-nat. Kl. Abt. I. Bd. 141, 1932, S. 141. Die alpine Metallogenese Jahrb. Geol. Bundesanstalt. 1945. Wien, Bd. 90, 1947, S. 129. — 22. *Redlich, K. A.*, Die Typen der Magnesitlagerstätten. Ztschr. prakt. Geol. Bd. 17, 1909, S. 300. Die Bildung des Magnesits und sein natürliches Vorkommen. Fortschr. Min. Krist. Petgr. Bd. 4, 1914, S. 9. Der Karbonzug der Veitsch und die in ihm enthaltenen Magnesite. Ztschr. prakt. Geol. Bd. 21, 1913, S. 406. Das Karbon des Semmering und seine Magnesite. Mitt. Geol. Ges. Wien, Bd. 7, 1914, S. 205. Bemerkungen zu *K. Mohr*. Ztschr. prakt. Geol., Bd. 34, 1926, S. 125. Über einige wenig bekannte kristalline Magnesitlagerstätten Österreichs. Jahrb. Geol. Bundesanst. Bd. 85, 1935, S. 101. Die Typen der Magnesitlagerstätten, ihre Bildung, geologische Stellung und Untersuchung. Ztschr. prakt. Geol. Bd. 42, 1934, S. 156. — 23. *Rohn, Z.*, Zur Frage der Entstehung des kristallinen Magnesits. Montanztg. Wien, 1950. — 24. *Rozsa, M.*, Über die primäre Entstehung des kristallinischen Magnesites. Centrbl. Min. etc. A. 1925, S. 195. Talk und Magnesit. Ztschr. f. prakt. Geol. Bd. 33, 1925, S. 153. Differentiationserscheinungen sedimentärer Karbonatgesteine. Kali Bd. 19, 1925, S. 85, 193, 378, 406. — 25. *Schloemer, H.*, Hydrothermale Untersuchungen über das System CaO—MgO—CO_2—H_2O. Neues Jahrb. f. Min. Monatshefte 1952, S. 129. — 26. *Schneiderhöhn, H.*, Genetische Lagerstättengliederung auf geotektonischer Grundlage. Neues Jahrb. f. Min. Monatshefte 1952, S. 47 u. 65. — 27. *Siegl, W.*, Zur Vererzung einiger Magnesite. Karinthia 1953, S. 238. — 28. *Thurner, A.*, Gebirgsbildung und Erzführung in der Grauwackenzone. Verhandl. Geol. Bundesanst. Wien, 1947, S. 83. — 29. *Weinschenk, E.*, Das Talkvorkommen von Mautern in Steyermark. Ztschr. prakt. Geol. Bd. 8, 1900, S. 41.

Nachtrag zu obiger Arbeit.

(Vorläufige Mitteilung.)

Im Juli und August 1953 studierten Privatdozent Dr. *W. Siegl* (Leoben) und ich mehrere Magnesitvorkommen am N-Rande der Salzburger-Tiroler Grauwackenzone, die ich noch nicht besucht hatte. In der Umgebung von Hintertal im Urschlautal östlich von Saalfelden liegen am Hang der linken Talseite auf der Entachenalm kleine Halden von Versuchsstollen auf recht mächtigen, vielgestaltigen Magnesit, der im *Primärverband* mit dunklem sedimentärem altpaläozoischem Grauwackenschiefer steht. Dieser Verband, der Ge-

fügeform und die Vielfarbigkeit schließt metasomatische Bildung aus, die *Friedrich* (8) annimmt und Saubergerkalk (Oberdevon), den wir nirgends im Bereich dieses Vorkommens fanden, als Ausgangsgestein ansieht. Das Gefüge dieses Magnesites ist fast dicht, fein-, bis mittelkörnig, seltener grobkörnig. Die Farben sind grauweiß, grau, rot, (häufig leuchtend tiefrot), gelblichbraun, dunkelbraun und schwarz. Der letztere, grobkörnig, oft rhomboedrisch abgesondert, gleicht äußerlich dem dunklen Magnesit von Hall in Tirol. Eine graubraune, anscheinend reichlich vorhandene Art erinnert an den Magnesit vom Kaaswassergraben bei Großreifling. Diese Abart, durchzogen von bis 10 cm starken Lagen von sedimentärem, oft stark zersetztem Pyrit, der oft größere oder kleinere Konkretionen bildet, ist reich an Hohlräumen mit kleinen, selten größeren flachen Magnesitkristallen. Der grobkörnige, lichtgraue Magnesit ähnelt bisweilen dem Magnesit von der Inschlagalm bei Leogang (siehe weiter unten). Außer dieser selteneren Abart zeigen alle übrigen, besonders oft die schwarzen und roten, Schichtenbau und flatschiges Gefüge. Die Magnesite der Entachenalm haben denselben Grad der Metamorphose (oberste Zone der Grünschiefer-Phyllitfazies) mitgemacht, wie die Grauwackenschiefer. Gerade gegenüber auf der rechten Talseite, am Jufen, zeigen zwei nahe beisammenliegende, kleine Versuchsbrüche einen der Hauptmasse nach feinkörnigen, blaugrauen, stellenweise roten Magnesit im deutlichen Primärverband mit grauen Grauwacken-Phylliten, die kleine Pyritpentagondodekaeder, nach dem Eisernen Kreuz verzwillingt, führen. Die Magnesite beider Vorkommen sind sehr stark von ganz schmalen bis recht breiten, jüngeren, weißen, oft sehr grobspätigen Dolomitgängen verschiedener Abfolgen durchzogen. Am Jufen enthält grobspätiger, brauner, pinolitisch gefügter (flache Rhomboeder mit gerundeten Enden) Magnesit bis 2 cm lange flachrhomboedrische Magnesitkristalle zum Teil zusammen mit flächenreichen Kristallen von Dolomit. Die Vorkommen von Entachenalm und Jufen bildeten einst eine recht bedeutende, ehemals zusammenhängende Masse.

Im Magnesitbruch auf der Inschlagalm am Nöckelberg bei Leogang, den *W. Siegl* seit langem kennt, kann man den ganz allmählichen Übergang von sehr feinkörnigem grauem, anscheinend primärem Magnesit in gröber- und schließlich grobkörnigen grauen bis fast weißen Spatmagnesit, den Hauptmagnesit dieses Vorkommens, beobachten. Ob diese, in geringerem Ausmaß auch im Gebiet von Entachen-Jufen beobachtete Kornvergrößerung als starke Diagenese oder schwache Metamorphose zu deuten ist, kann noch nicht entschieden werden. Selten ist feinkörniger, bläulicher Magnesit, noch seltener etwas gröberkörniger blaugrauer, der äußerlich

vom Devondolomit dieses Vorkommens nicht zu unterscheiden ist. Ungeklärt muß dermalen auch die Frage nach der Entstehung von gröberkörnigem, stets gleichmäßig gelblich gefärbtem Magnesit bleiben, der im Dolomit völlig unregelmäßige, auch anscheinend gangförmige Einlagerungen bildet, aber niemals im Magnesit, welcher Art auch immer, angetroffen wird. Es kann gleichzeitige oder auch dem feinkörnigen Primärmagnesit gegenüber spätere Bildung sein. Ähnlich gefärbter, bald feinerer, bald etwas gröberer, anscheinend zum Teil mehr oder weniger Dolomit enthaltender Magnesit am Hange des Burgstein-Palfen ober Hütten bei Leogang bildet Einlagerungen gangförmiger Art in vielfarbiges, permotriadisches sogenanntes Basiskonglomerat mit sehr verschieden verteiltem, eckigem und rundem, verschieden großem, vielfarbigem Dolomit, rotem, öfter blättrigem, sandigem Schiefer, selten mit runden Quarzen. Auch über die Entstehung dieser, wohl jüngeren Magnesitart soll noch nichts ausgesagt werden.

Roter, fast immer feinkörniger Magnesit in allen Farbtönen von Violettrot über Tiefrot bis zum zartesten Rosa tritt neben rotem Devondolomit im Magnesitvorkommen an der durch einen Versuchsstollenabbau erschlossenen Rettenwand am Bürgelkopf bei Pfaffenschwendt-Fieberbrunn (vgl. die geol. Karte der Umgebung von Kitzbühel von *Ohnesorge*) auf, wo sehr feinkörniger, gelb- bis braungrauer, an der Luft meist erdig zerfallender Magnesit das produktive Hauptgestein in grauem Devondolomit bildet. Gröberspätiger grauer Magnesit, wohl aus dem feinkörnigen entstanden, tritt gegen den erdig zerfallenden zurück. Diese Kornvergrößerung dieses wohl auf sedimentärem Wege gebildeten Magnesites ist nur selten zu beobachten. Sekundäre Hohlräume im Magnesit und Dolomit sind oft von Aragonitnadeln erfüllt, der ab und zu auch in recht großen, wohlgebildeten Kristallen auftritt.

Diese von *W. Siegl* und mir gesammelten, hier nur in ihren Umrissen *vorläufig* mitgeteilten Beobachtungen, über deren Ausdeutungen wir uns noch keineswegs ganz einig sind, sollen die Grundlage eingehender Untersuchungen bilden, über deren Ergebnisse wir seinerzeit berichten werden. Diese Beobachtungen stehen durchaus im Einklang mit dem Inhalt der vorstehenden Ausführungen. An der primären paläozoischen Bildung von Magnesiten in den Ostalpen ist nun wohl nicht mehr zu zweifeln, die Möglichkeit, daß die größeren Massen des Spatmagnesites vom Typus Veitsch aus derartigem Primärmagnesit, gebildet nach Fall 3, 4 oder 6, entstanden sind, hat an Wahrscheinlichkeit gewonnen, aber diese Beziehungen bedürfen noch eingehenden Studiums, über dessen Ergebnisse wir berichten werden. Noch immer bleibt die Möglichkeit

mehrerer, zeitlich verschiedener Magnesitbildungsperioden bestehen, auf die ich hingewiesen habe. Die Bearbeitung der Beziehung der Erzführung zum Magnesit bleibt *W. Siegl* vorbehalten, der hierüber schon gearbeitet hat (27).

Aus dem bisher untersuchten Material dieser Vorkommen kann man schließen, daß diese Magnesite wohl kaum als Metamorphite zu bezeichnen sind, da, soviel wir sehen konnten, ihr Gefüge sich auch durch kräftige Diagenese erklären lassen wird. Sie haben mit ihrer Grauwacken-Schiefer-Umgebung, mit denen sie im Vorkommen von Entachen gleichzeitig sedimentiert worden sind, die alpidische Orogenese mitgemacht, von der sie aber anscheinend wenig beeinflußt worden sind. Ich behalte mir daher die Revision meiner Ansicht (S. 321), daß ich es heute vorziehen würde, die Spatmagnesite in meiner Einführung in die Gesteinskunde zu den Metamorphiten gestellt zu haben, vor.

Eines aber steht heute schon außer Zweifel: *Die Möglichkeit einer Spatmagnesitbildung in irgendeinem Zusammenhang mit der alpidischen Orogenese,* gegen die ich mich immer gewandt habe, besteht für die *Magnesite am N-Rande der Grauwackenzone* in den hier angeführten Gebieten *nicht.* Ihre oberste Bildungsgrenze ist mit der Zeit vor Entstehung des Werfener Horizontes gegeben, denn *W. Siegl* fand im Hochwasser-Bachgerölle des vorderen Rettenbaches zwischen Leogang und Hütten Magnesitgerölle im Werfener Sandstein, über die er selbst berichtet hat (Anzeiger der österr. Akad. d. Wiss.), und wir fanden solche im Werfener Sandstein des Birnbachtales bei Leogang in zirka 5 km Entfernung. Beide Funde, die sich wohl vermehren ließen, liegen in der Trias der Leoganger Steinberge, zugleich ein Beweis der Ausdehnung des Magnesites am Ende des Paläozoikums. *Paläozoisches Alter von Spatmagnesit, das Redlich angenommen hat, für das Angel und ich immer eingetreten sind, ist somit bewiesen.*

From the Forest Products Research Institute, Bratislava.

A System of Caustolites.

By

Jiří Paclt.*

(Received March 18, 1953.)

Introduction.

All natural (and generally solid) products consisting of inanimate matter and composing the earth's crust or being of a cosmic origin (like meteorites) may be called *cosmolites*. These are physically either homogeneous *(minerals)* or inhomogeneous *(rocks)*. Both the minerals and rocks may be chemically inorganic or organic. Inorganic minerals were termed *anorganolites* while a new term is proposed here to designate inorganic rocks: *acaustolites*. Similarly, the organic "minerals" (including often quite a number of physically heterogeneous bodies) were called *organolites;* this term is now restricted to organic minerals in distinction to other organic cosmolites, the organic "rocks", the latter being termed *caustolites* (see Table 1).

Table 1. *A logical scheme.*

Basic Criteria of	Cosmolites (of the Geological Sciences)			
Physics	Homogeneous Substances (of the Mineralogy)		Inhomogeneous Substances (of the Petrology)	
Chemistry	Inorganic Compounds	Organic Compounds	Inorganic Components	Organic Components
Descriptive Mineralogy and Petrography	Anorganolites	Organolites	Acaustolites	Caustolites
	Minerals		Rocks	

Since we accept the definition of a mineral species as a crystalline phase found in inorganic nature [1], the term mineral will include

* D. Sc., Head of the Biological Section of the Forest Products Research Institute, Bratislava, Czechoslovakia.

[1] For discussion see *Niedźwiedzki* (1915), *Winchell* (1949) and *Buttgenbach* (1950).

salts of organic acids [2] and a number of simple hydrocarbons and their derivatives. Of the latter group the following substances (all aromatic) are to be considered as minerals (organolites):

Kladnoite (*Rost*, 1943)[3]	$C_6H_4(CO)_2NH$
Flagstaffite (*Guild*, 1920)	$C_{10}H_{18}(OH)_2 . H_2O$
(?)"Naphthalene"	$C_{10}H_8$
Hoelite (*Oftedal*, 1922)	$C_{14}H_8O_2$
Graebeite (*Treibs* and *Steinmetz*, 1933)	Polyhydroxyanthraquinone (a mixture of several)
Fringelite (*Blumer*, 1951)	Polyoxyquinone (a mixture of several)
Scheererite (*Stromeyer*, 1827)[4]	$C_{18}H_{18}$
Fichtelite (*Bromeis*, 1841)[4]	$C_{19}H_{34}$
Könlite (*Kraus*, 1838)[4]	Closely related to scheererite and fichtelite (arising from abietic acid) — chemical formula not yet established
Hartite (*Haidinger*, 1841)	$C_{19}H_{32}$(?)
Simonellite (*Boeris*, 1919)	$C_{15}H_{20}$(?)
Kratochvílite (*Rost*, 1938)	$C_{13}H_{10}$
Idrialite (*Dumas*, 1832)[5]	$C_{24}H_{18}$, often oxidized (then said to be near $C_{43}H_{32}O$)

In addition to the above mentioned aromatic substances [6], a small number of simple aliphatic hydrocarbons occur in the inorganic nature which correspond to the definition of a mineral species. These are:

---

[2] For a general survey see *Hey* (1950, p. 269).

[3] Syn.: "Anthracene" of *Rost* (1935).

[4] *Forchhammer's* "Boloretin", "Phylloretin", and "Tekoretin" are identical with or forming part of some of the three members, i. e. scheererite, fichtelite and könlite. Many of *Forchhammer's* substance were obtained only indirectly through the action of solvents on fossil pine wood.

[5] Curtisite (*Wright* and *Allen*, 1926) is a synonym. The identity of this mineral with idrialite has been proven by *Kouřimský* (priv. comm.). See also *Haberlandt* (1940).

[6] The chemical composition of the crystallized "hydrocarbon" Dinite (*Meneghini*, 1852) from a lignite deposit in Tuscany is wholly unknown. —Refikite (*La Cava*, 1852) is certainly not a resin and is probably a member of the aromatic series, too.

Hatchettite (*Conybeare,* 1822)[7] . . $C_{38}H_{78}$
Aragotite (*Durand,* 1872) . . . . Apparently related to hatchettite or identical with it

The following substances, probably all but ixolyte of the aliphatic series, are very doubtful as to their homogeneity: Válaite (*Helmhacker,* 1867), Pungernite (*Bulgarine,* 1851), Napalite (*Becker,* 1888), Ixolyte (*Haidinger,* 1842) and Chrismatine (*Germar,* 1849). Unless further investigation proves their identity, it is also well possible to arrange these provisionally as a separate series of caustolites near ozocerite (see sapropelites)[8].

Classification of Caustolites.

The system of caustolites used in the present paper corresponds in principle to the classification of "caustobiolites" of *H. Potonié* (1910). Accordingly, three main groups are recognized in that system, i. e. *humolites, sapropelites* and *liptobiolites.* Further divisions of these groups are shown below (Table 2).

Table 2. *Divisions of humolites, sapropelites and liptobiolites.*

Type of Caustolites	Category I	Category II	Category III
Humolites	Peat and Coals	Sapp-rites	Carbonites
Sapropelites	Humic Bodies	Sapropelic Coals	Bitumens
Liptobiolites	Waxy Liptobiolites	Fossil Caoutchouc	Resins

Humolites.

I. Peat and Coal

Peat; Lignite[9, 10]; Bituminous Coal[10]; Anthracite (including Humanthracite and Kirwanite).

[7] Syn.: "Paraffin" (native) as described from basaltic lava from Paterno, Sicily. — Pošepnyte (*Schroeckinger,* 1877) is an oxidized substance in which hatchettite may be present.

[8] "Quickbornite" (*Minssen,* 1927) being a product derived from "Butyrite" (= butter preserved in bogs) must be excluded from that list.

[9] Including a nickeliferous variety "Kerzinite" (*Šadlun,* 1923).

[10] Clarain (Clarite), Vitrain (Vitrite), Durain (Durite), Fusain (Fusite) represent various constituents of this coal. According to *Turner* and *Anderson* (1931), "all coals" (i. e. the majority of coals) are composed largely of three constituents to which the names Anthraxylon, Attritus and Fusain have been proposed respectively by American students of coal. A special classification of the constituents is proposed for structural types as occurring in lignite (Xylain etc.).

N. B. A number of highly metamorphosed anthracites (Anthraxolite [*Chapman,* 1871], Chirvinskite [*Platonov,* 1941], Schungite [*Inostrantzev,* 1886]) represent various stages in the alteration to graphitic carbon (graphite), the latter being dealt with as an anorganolite.

II. Sapperites

Sapperite (*R. Potonié,* 1924) ... $(C_6H_{10}O_5)$ n.

III. Carbonites (Natural Cokes)

Carbonite (*Heinrich,* 1875).

Sapropelites.

I. Humic Bodies

Ulmite (*Steel,* 1921); Zittavite (*Gloeckner,* 1912); Crenite (*Wells,* 1852); Dopplerite (*Haidinger,* 1849); Pigotite (*Johnston,* 1840); Phytocollite (*Lewis,* 1881); Scharizerite (*Schadler,* 1926).

II. Sapropelic Coals

Dysodile (*Cordier,* 1808); Saprodile (*H. Potonié,* 1910); Cassianite (*Zalessky,* 1928); Sapromyxite (Tomite); Marahuite (*Derby,* 1907); Torbanite (*Grey* and *Lettsom,* 1858) (Boghead, Boghedite)[11]; Bathvillite (*Williams,* 1863); Byerite (*Mallet,* 1874); ?Huminite (*Ekman,* 1868); Cannel Coals ("Pelionite" is a superfluous name used to design a Tasmanian Cannel Coal)[12]; Jet (Gagat); Zosterite (composed of Zostera sp., the Eelgrass).

III. Bitumens [13]

A. Petrolasphalts — Soluble in carbon disulfide, the asphalts being fusible;

B. Asphaltites

a) Apyrasphaltites — Soluble in carbon disulfide, difficultly fusible;

---

[11] Thélotite (*Bertrand* and *Renault,* 1892), Gelosite (*Dulhunty,* 1939), Retinosite (id.), Humosite (id.), and Matrosite (id.) are names of various constituents of torbanite.

[12] Many cannel coals ("Sporites" of *H. Potonié,* 1910) are considered by some authors to be a kind of liptobiolites. Though they may agree with the latter group of caustolites in the fact that they bear largely spores, their general characteristics — like those of coals rich in resin — do not correspond to the definition of a liptobiolite.

[13] Kuckersite, Wollongongite and "Brazilite" (from Bahia) are not caustolites s. str. These names designate various kinds of oil- (kerosene-) shales. It is unknown to me, whether Closterite and Cheremkhite (both of *Zalessky*) should be considered to belong to the category of sapropelic coals or to the group of oil-shales.

b) Pyrasphaltites (Kerites) — Insoluble in carbon disulfide, infusible;
c) Intermediate Asphaltites [between a) and b)];
C. Ozokerites and Their Derivatives
D. Radioactive Bitumens
E. Resinous Bitumens.

A. Petrolasphalts.

1. Series of Petroleum — liquid or viscid substances of two basic types *(Peckham):* asphaltic petroleum and paraffinaceous petroleum. It is suggested that the former produces by metamorphosis deposits of asphalts and asphaltites while the latter those of ozokerites *(Abraham).* Another more detailed classification distinguishes between "Warrenite" (characterized by paraffins), "Markovnikite" (characterized by naphtenes), Mayberyite" (characterized by a high % of sulfur), "Caucasite" (by that of oxygen) and "Venturaite" (by that of nitrogen). Lok-batanite (*Kovalevskij* and *Kočmarev,* 1939) is a bituminous product of the Lok-Batan mud volcano. The so-called "Uranelain" was almost certainly not of cosmic origin when it fell near Moscow in 1832; the fall of this " oily organic compound" was due, perhaps, to wind bearing petroleum or similar substance produced by an explosion or burning (e. g., Lok-batanite). Maltha (Pittasphalt, Malthite); Trinascol.

2. Series of Asphalt — solid substances: Asphaltum (including "Tabbyite" and "Leyteite" — both trade names); ? Albanite (*Istrati* and *Mihailescu,* 1912); ? Harbolite *(Taşman,* 1946) (perhaps a member of the manjak series, apyrasphaltites); Parianite (? *Peckham,* 1900) is a refined asphalt (from Trinidad).

B. Asphaltites.

a) Apyrasphaltites [14].

1. Series of Uintahite — spec. gravity (25° C): 1·03—1·10 g/cm³: Uintahite (*Blake,* 1885) (Gilsonite); Courtzilite *(Parker,* 1895).

2. Series of Manjak — spec. gravity (25° C): 1·10—1·15 g/cm³: Manjak; Magallanite (*Fester, Cruellas* and *Gargatagli,* 1937).

3. Series of Grahamite — spec. gravity (25° C) : 1·15—1·20 g/cm³: Grahamite (*Wurtz,* 1865 [15]) (Kundaite, Cristograhamite).

[14] Specific gravity relates to materials substantially free from mineral matter.

[15] The term Grahamite (of *Brezina*) as applied for certain hypersthene-anorthite-stony-irons is a junior homonym.

b) Pyrasphaltites (Kerites).

1. Series of Elaterite — spec. gravity (25° C) : 0·90—1·05 g/cm³: Elaterite (*Hausmann*, 1813) (including "Liverite"?); Helenite (*Nawratil*, 1883); Balkhashite (*Kumpan*, 1931) (derived botanically from Botriococcus braunii *Kuetz*, and other Algae); Coorongite (*Morriss*, 1877) (from Elaeophyton coorongiana Thiess.); N'hangellite (*Boodle*, 1907); Thioelaterite (*Dunicz*, 1936); "Dapèche"; "Wiedgerite" (trade name).

2. Series of Wurtzilite — spec. gravity (25° C) : 1·05—1·07 g/cm³: Wurtzilite (*Blake*, 1889); "Aeonite", "Aegerite", "Elaterite" (trade names).

3. Series of Albertite — spec. gravity (25° C) : 1·07—1·10 g/cm³: Albertite (*Robb*, 1855); Stellarite (*How*, 1869); Libollite (*Gomes*, 1898); Nigrite (*Peterson*, 1899) is identical with albertite.

4. Series of Impsonite — spec. gravity (25° C) : 1·10—1·25 g/cm³: Impsonite (*Eldridge*, 1901); "Arkosite" (trade name) is identical with impsonite.

5. Series of Quisqueite — spec. gravity (25° C) : up to 1·75 g/cm³: Quisqueite (*Hillebrand*, 1907); Thiokerite (*Orlov*, 1935).

c) Intermediate (and insufficiently defined) Asphaltites.

Wetherilite (*Danby*, 1913); Neuquenite (*A. W. Allen*, 1932); Rafaelite (*Windhausen* and *Vignau*, 1912); Velikhovite (*Lopuchov*, 1931); ? Cloustonite (*Heddle*, 1880); ? Broggite (*Fester* and *Cruellas*, 1935); Bakhilite (trade name) is a refined asphaltite (from USSR.).

N. B. The name Elkerite (= Huminokerite of *L. V. Danovyj*, date uncertain) is frequently found in contemporary classifications to designate transition degrees between Oxykerite (name proposed for various alteration stages of certain petrolasphalts and asphaltites) and several highly metamorphosed caustolites (anthraxolite, etc., for which see the N. B. under Peat and Coals, the first category of humolites).

C. Ozokerites and their Derivatives.

1. Series of Ozokerite (Ozocerite).

Ozokerite (Glocker, 1833) (including "Pseudo-ozocerite"?); Zietrisikite (Dana, 1868) (Pietricikite); Borysławite (?*Muck*, 1903); "Moldavite" (*Istrati*, 1897 [16]);

[16] A homonym of the earlier name given to a class of tektites by *Zippe* (1837).

Baikerite (*Hermann,* 1858[17]); Neft-Gil (*Fritzsche,* 1858); Alexjejewite (*Karnojitsky,* 1895); Urpethite (*Dana,* 1868) (only a part of certain ozokerites); ? Celestialite (*J. L. Smith.* 1875) (found in meteorites)[18].

2. Series of Algarite.

Algarite (*Hackford,* 1932) (a substance related to carbohydrates and proteins and produced by bacteria decomposing paraffinaceous petroleum or ozokerite); Fucosite (*Hackford,* 1932); McKittinite (id.). Chemically comparable with the category of humic bodies.

D. Radioactive Bitumens.

Thucholite (*Ellsworth,* 1928) (Titanothucholite); Carburan (*Labuncov,* 1934); Carbocer (*Borneman-Starynkevič,* 1933).

E. Resinous Bitumens (Bitumens + Resins)[19].

Berengelite (*Johnston,* 1838); Bielzite (*Benkoe* and *Jahn.* 1887); Piauzite (*Haidinger,* 1844); Duxite (*Doelter,* 1874); Melanchym (*Haidinger,* 1851) (= Melanellite + Rochlederite); Pyroretin (*Reuss,* 1854) (= Pyroretinite + + Reussinite + Stanekite); Anthracoxene (*Reuss,* 1856) (= Anthracoxenite + Schlanite); Retinasphalt (*Hatchett,* 1804) (Retinellite p. p.).

Liptobiolites.

I. *Waxy Liptobiolites*[20].

1. Series of Denhardtite.
   Denhardtite (*H. Potonié,* 1905) — Cerylesters of ferulic acid, etc. Derived from various species of Sarcocaulon (Geraniaceae), e. g. S. burmannii *Sweet,* S. patersonii *Eckl.* and *Zeyh.,* and S. rigidum *Schinz.*
2. Series of Pyropissite.
   Pyropissite (*Kenngott,* 1853); Rhabdopissite (*Krištofovič,* 1927); ? Ionite (*Purnell,* 1878).

[17] "Baikerinite" of the same author is a tarry substance separated from baikerite.

[18] "Kabaite" is another waxy hydrocarbon similar to ozokerite which has been found in the Kaba meteorite (*Hintze* 1, 4 (2) : 1365).

[19] A quantity, rather unimportant, of waxy substances is present also in scleretinite and settlingite for which see resins.

[20] A number of "waxy resins" known only through an extraction by solvents are not classified (Geomyricin, Geocerain).

3. Series of Liptobiolites composed of Spores (and generally free from other materials).
F i m m e n i t e (*Frueh*, 1885) (a kind of pollen liptobiolite); S p o r i t e (recent deposit of fern spores in caves)[21]; T a s m a n i t e (*Church*, 1864) (the minute "scales" are proven to be spores of some Permian or Carboniferous Cryptogamae, probably F l e m i n g i t e s of the family L y c o p o d i a c e a e).

II. *Fossil Caoutchouc.*

1. Series of Elasticite.
E l a s t i c i t e (*Paclt*, nom. nov.) — $(C_5H_8)_x$. Derived probably from F i c u s sp. (M o r a c e a e). Found in lignite (Eocene); Germany: near Köthen (Leopold shaft at Edderitz; Franz shaft at Gerlebogk; Könnern; Förderstedt; Neu-Gattersleben; Preussisch-Börnecke near Stassfurt; ancient Jakob shaft at Preussisch-Börnecke; ancient Marie shaft at Atzendorf; Concordia shaft at Nachterstedt); west of Halle a. d. Saale (Oberröblingen; Walthers Hoffnung shaft at Stedten); valley of Geisel, south of Halle a. d. Saale (Leonhardt shaft at Frankleben; Otto shaft at Körbisdorf; Cecilie or Rossbach shaft near Lützkendorf).

III. *Resins*[22].

This division of liptobiolites comprises those naturally occurring substances which belong either to the resinic acid-resins or the resene-resins of *Tschirch's* classification ("Resinosäureharze" and "Resenharze" of his system respectively). Only the small series of s i e g b u r g i t e seems to belong to none of the two groups and is classified here as member of the resinolretins ("Resinolretine") of *Tschirch.*

The existing provisional systems of fossil resins are based upon few unimportant characteristics. *Stuetzel* (1931) and recently *Hey* (1950) distinguish between a s u c c i n i t e series (resins containing succinic acid), a r e t i n i t e[23] series (resins not yielding succinic

[21] The same term has been used also for c a n n e l c o a l s formed mainly of spores (*H. Potonié*, see sapropelites).

[22] A number of "resins" known only through an extraction by solvents are not classified (L e u c o p e t r i t e, B r ü c k n e r e l l i t e, G e o c e r e l l i t e, H a r t i n e and X y l o r e t i n i t e).

[23] This most confused name of all ever used for resins must be dropped definitely in that sense, since "collective" names like this may design a number of quite unsimilar corps (r e t i n a s p h a l t, c o p a l i t e, w a l c h o w i t e, etc.). Moreover, the same name has been used for pitchstone by *Delametherie.*

acid), and a tasmanite[24] series (sulfur-bearing resins). The chemical (and physical) properties — like the presence or absence of succinic acid or sulfur — vary largely in the same species (depending partially on some alteration process) and cannot be used as classificatory principles. A similar opinion has been expressed by *Plonait* (1935 b), *Hiltermann* (1949) and others and the best evidence for such a conception may be found in the detailed descriptions of various species by *Tschirch* and *Stock* (1936).

The main two criteria for a rational classification of these substances must be seen in their botanical derivation and the geological age of the deposits in question. I have made a special effort to ascertain the geological occurrences of each species described — a none-too-easy task — in which I necessarily conceded defeat in some instances (subdivision C of the following survey).

Accordingly, the following preliminary system of resin liptobiolites is suggested in the present paper:

A. Resins derived from coniferous woods,

B. Resins derived from angiosperm woods,

C. Resins of uncertain geological age and unknown botanical derivation, or resins inadequately characterized.

A. Resins derived from Coniferous Woods.

a) Carboniferous and Permian Resins.

1. Series of Přílepite derived almost certainly from Dadoxylon sp.: Přílepite (*Bořický*, 1873).

2. Series of Middletonite:

Middletonite (*Johnston*, 1838); Settlingite (*Des Cloizeaux*, 1872); Scleretinite (*Mallet*, 1852) (a bituminous resin).

b) Old Mesozoic Resins.

3. Series of Resins (not yet described) derived from Glyptolepis sp. (see *Maegdefrau*, 1942, p. 252—253, "Cheirolepis").

c) Cretaceous Resins.

4. Series of Walchowite; derived very probably from Dammarophyllum (or other Araucariaceae):
Walchowite (*Haidinger*, 1845).

5. Series of Neudorfite; including many resins called "amber", "retinite" and "allingite":
Neudorfite (*Schroeckinger*, 1878); Muckite (*Schroeckinger*, 1878); and some other unnamed members.

[24] Tasmanite itself is no resin (see liptobiolites composed of spores).

6. Series of Wheelerite; several members derived from Cupressoxylon sp., while a number of unnamed resins of this series come from Juniperoxylon sp. and Taxodioxylon sp.:

Wheelerite (*Loew*, 1874); Kansasite (*Buddhue*, 1938) (= Jelinite); "Amber" (of *Hollick*) from Kreischerville, N. Y.

d) Caenozoic Resins.

7. Series of Euosmite; derived probably from Cupressoxylon subaequale *Goepp.*:

Euosmite (*Guembel*, 1864).

8. Series of Amber: derived generally form Pinus succinitera *(Goepp.) Conw.*:

Succinite (*Breithaupt*, 1820) (Succinellite, p. p.); Gedanite (*Helm*, 1878); Beckerite (*Pieszczek*, 1881); Glessite (*Helm*, 1881); Stantienite (*Pieszczek*, 1881).

9. Other Caenozoic Resins derived probably from Coniferous Woods:

Jaulingite (*Zepharovich*, 1855) (β-Jaulingite, p. p.); Rosthornite (*Hoefer*, 1871); Köflachite (*Doelter*, 1878) (derived, perhaps, from Taxodioxylon sp. — see also series 6); Trinkerite (*Tschermak*, 1870); *Ajkaite* (*Zechmeister* and *Vrabély*, 1926) (= Ajkite, nom. nud.); Telegdite *(Zechmeister* and *Vrabély* 1927); Kiscellite *(Zechmeister, Tóth* and *Koch*, 1934) (! without oxygen like settlingite?); Plaffeiite (*Tschirch* and *Kato*, 1926); Allingite (*Tschirch* and *Aweng*, 1894); Schraufite (*Schroeckinger*, 1875) (= Vamaite, nom. catalogi); Copalite (*Hausmann*, 1847); Krantzite (*Bergemann*, 1859); Muntenite (*Murgoci*, 1924); Rumänite (*Helm*, 1891 [25]); Almashite (*Murgoci*, 1924); Simetite (*Helm* and *Conwentz*, 1886); Delatynite (*Niedzwiedzki*, 1908); Burmite (*Helm*, 1892); Ambrite (*Hochstetter*, 1861 [26]).

---

[25] Two unnamed fossil resins from Ujlak and Serényifalva (both in Hungary) respectively are closely related to rumänite or muntenite; for their description see *Tóth* (1938), *Zsivny* and *Tóth* (1939), and *Koch* and *Tóth* (1941).

[26] With the Kauri agathocopalite (see later) is often found this amber-like resin. It is known in masses from the district of Auckland, N. Zealand, where it occurs at the Hawakawa colliery, Bay of Islands, at Waikato and at Uhangarei. In distinction to the Kauri, ambrite is wholly insoluble in ether and alcohol. Later, *Tschirch* and *Stock* (1936, p. 1052) quote *Carthaus*, who collected a kind of "copal" (? ambrite) in brown coals of Java ("Java copal"). One might conclude that *Carthaus'* resin is derived from the same source as is the Boea agathocopalite (Agathis alba). Another resin is recorded to occur in certain Victorian brown coals (Annu. Rep. Commonw. sci. ind. Res. Org. Australia (1948—49), p. 87, 1949).

e) Post-Tertiary or Subfossil Resins.

10. Series of Agathocopalite; characterized by the presence of agathic acid, $C_{20}H_{30}O_4$ (melting point 203—204° C) and derived from Agathis sp. (Araucariaceae); they may be fossil (when found in strata where the trees are no longer in existence) or semifossil (when found at localities where the trees from which they have dropped are still in existence) and correspond to recent agathocopals:

Agathocopalite (*Paclt,* nom. nov.).

The following varieties may be distinguished: α) Kauri (derived from Agathis australis *[Lamb.] Steud.,* New Zealand); β) Boea or "hard Manila" (derived from Agathis alba *[Lam.] Foxw.,* Indonesia, chiefly Celebes); γ) Queensland resin (derived from Agathis brownii *[Lem.] L. H. Bailey,* Queensland); δ) Pontianak or Borneo copal (derived from Agathis borneensis *Warburg,* Borneo).

The fossil Kauri resin is found underground in hilly clay ranges and peat swamps in the North Island of N. Zealand. The resin-bearing soil rests on a sandstone bootom. Resin obtained from the swampy peat moors (Parakura, district of Auckland) is known as "swamp" resin, whereas that obtained from the clay localities is termed "range". The latter is lighter in color than the former. "Chalk" is a porous, soft, white resin found with the brown kind. The white and brown forms are roughly separated from each other by immersion in water; the white floats and the brown sinks (*Mantell* and al.).

The Queensland and Pontianak copals, unlike the Kauri and Boea, are known geologically in a semifossilized form only.

B. Resins derived from Angiosperm Woods.

1. Series of Siegburgite; belonging chemically to resinol-retins and derived from Liquidambar sp. (Hamamelidaceae):

Siegburgite (*Lasaulx,* 1875).

2. Series of Legumocopalite; characterized by resinic acids and derived from various Leguminosae (Caesalpinoideae); they may be fossil or semifossil:

Legumocopalite (*Paclt,* nom. nov.).

The following varieties may be distinguished: α) Congo copal (derived from Guibourtia demeusei *(Harms) J. Léonard,* Belgian Congo) as well as various West African copals (e. g., "Ben-

It is unknown, if this resin is derived from Agathis, and if so, from which species of that genus. The botanical derivation in all these cases is doubtful and I let figure, therefore, the ambrite itself in the series 9.

guela", "Loango", "Gabon", "Sierra Leone"), almost all derived from Guibourtia sp. div.[27]; further "Benin" and "Accra" the source of which are Daniellia caudata *Craib* or D. ogea *(Harms) Rolfe* and Daniellia similis *Craib* respectively.

The fossil copals of this type (Congo, Benguela) are found in the sandy soil of the hilly or mountainous districts all along the coast of Angola. *G. P. Merrill* (1901) says that the resin is apparently limited in its geographical distribution with that of the baobab (Adansonia digitata *B. Juss.*).

β) East African copals (e. g., "Zanzibar" and "Madagascar", both derived from Trachylobium verrucosum *(Gaertn.) Oliv.*, Tanganyika and Madagascar). According to *G. P. Merrill* (1901), every part of the coast from Ras Gomani, in south latitude 3, to Ras Delgado, in 10° 41′, with a mean depth of 30 miles inland, may be called the copal coast. The material of these East African copals is found "in red, sandy soil, but is not evenly distributed, occurring rather in patches, as though produced by isolated trees [of T. verrucosum]".

γ) South American copals (e. g., "Brazil"); derived from Hymenaea sp. div., especially H. courbaril *L.* (Brazil, Venezuela).

Observation. Of the above mentioned copals the chemically best known is the Congo [characterization: congocopalic acid, $C_{36}H_{58}(COOH)_2$ and congocopalolic acid, $C_{21}H_{32}OH \cdot COOH$]; then the East African copals [characterization: trachylolic acid, $C_{54}H_{85}O_3OH(COOH)_2$].

3. Series of Paradamarite: characterized by resenes and derived from various species of Dipterocarpaceae; they are semifossil and correspond to recent "diptodammars" (of *Tschirch*):

Paradamarite (*Paclt*, nom. nov.).

The following varieties may be distinguished:

α) Batu (derived from different genera, especially Hopea, Shorea and Vatica; Indonesia, chiefly Celebes and Borneo).

β) Pontianak dammar and Hiroe (both derived principally from Shorea sp., Borneo and Moluccan Islands).

γ) Rasak (derived principally from Vatica rassak *(Korth.) Blume;* Malaya and Borneo).

4. Series of Jaffaite; characterized by resenes and derived from Pistacia sp. (Anacardiaceae):

Jaffaite (*Paclt*, in litt.) (a sectile gum-resin from the Kurkar-sandstone hills near Tel Aviv-Jaffa, Israel; subfossil).

[27] For details see *J. Léonard* (1950).

C. Resins of Uncertain Geological Age and Unknown Botanical Derivation (or Resins inadequately characterized).

Chemawinite (*Harrington*, 1891) Canada;

Newjersite (author?) USA.;

Pseudo-succinite (*Buddhue*, 1938) Equilleres, dep. Basses-Alpes (France);

Kochenite (*Pichler*, 1868) valley of Kochen, Styria;

Thioretinite (author?) a group name of resins rich in sulfur;

Scheibeite (*Linstow*, 1912) Bitterfeld (Germany);

Vendéenite (*Rivière*, 1840) Vendée (France);

Guyaquillite (*Johnston*, 1838 [28]) Guayaquil (Ecuador);

Bucaramangite (*Boussingault*, 1842) Bucaramanga (Columbia);

Unnamed fossil resin from South Patagonia (*Cortelezzi*, 1929);

Ambrosine (*Shepard*, 1870) Charleston, USA.;

Bacalite (*Buddhue*, 1935) Baja (Lower) California, Mexico;

?Nauckite; ?Xylanthite; ?Hircine (*Piddington*, 1853 [29]).

Observation. Other unnamed fossil resins are mentioned by *Tschirch* and *Stock* (1936) and elsewhere in the literature listed below.

Selected Bibliography.

Abraham, H., 1945: Asphalts and allied substances. 5th ed. New York. — *Angel, F.*, and *R. Scharizer*, 1932: Grundriß der Mineralparagenese. 258—280. Wien. — *Blanckenhorn, M.*, 1920: "Bernstein". Syrien, Arabien und Mesopotamien. *G. Steinmann* und *O. Wilckens* Hdb. reg. Geol. 5 (4) : 141. Heidelberg. — *Blumer, M.*, 1951: Fossile Kohlenwasserstoffe und Farbstoffe in Kalksteinen. Mikrochemie 36—37 : 1048—1055. — *Buttgenbach, H.*, 1950: Qu'est-ce qu'un minéral? Ann. (Bull.) Soc. géol. Belg. 73 : B 265—275. — *Charles, G.*, 1949: Sur la présence de bitume dans la région d'Hammam-Righa. Bull. Soc. Hist. natur. Afrique Nord 39 : 115—116. — *Dana, E. S.*, 1892—1915: Descriptive Mineralogy. Ed. 6. New York. — *Desailly, L.*, 1931: L'obsidienne et l'ambre à l'époque paléolithique. Le succin dans le Hainaut. Bull. Naturalistes Mons Borinage 11—12 : 59—62. — *Fedorov, A. N.*, (ed.), 1952: Slovar' po geologiji nefti. Moskva and Leningrad. — *Frank-Kameneckij, V. A.*, and *T. P. Malejeva*, 1953: Curtisit iz Zakarpat'ja. Dokl. Akad. Nauk SSSR. 88 : 135—136. — *Fieser, L. F.*, and *M. Fieser*, 1949: Natural products related to phenanthrene. Ed. 3, p. 78 et seq. New York. — *Frueh, J. J.*, 1883: Über Torf und Dopplerit. Zürich. — *Gapajev, A. A.*, 1949: Tverdyje gorjučije iskopajemyje. Moskva. — *Gothan, W.*, 1937: Kohle; in *F. Beyschlag, P. Krusch* and *J. H. L. Vogt*, Die Lagerstätten der nutzbaren Mineralien und Gesteine 3 (1). Stuttgart. — *Gothan, W.*, 1950: Über den fossilen Kautschuk. Berlin. — *Haberlandt, H.*, 1940: Neue Ergebnisse der Lumineszenzanalyse an Mineralien mit organischen Beimengungen in ihrer geochemischen Bedeutung. Chemie der Erde 13 : 221—230. — *Hey, M. H.*, 1950: An index of mineral species and varieties arranged chemically. London. — *Hiltermann, H.*, 1949: Funde von bernsteinartigen

[28] The name has afterwards been corrected to Guayaquilite.

[29] It is possible that hircine is of animal derivation.

Harzen in der Unterkreide Nordwestdeutschlands. Schr. naturwiss. Ver. Schleswig-Holstein 24 : 70—73. — *Hintze, C.* (ed.), 1889—1939: Handbuch der Mineralogie. Leipzig. — *Hochstätter, F. v.*, 1864: Geologie von Neuseeland. Novara-Expedition. Geol., 1 (1) : 36—37, (71—72). Wien. — *Hollick, A.*, 1905: The occurrence and origin of amber in the Eastern United States. Amer. Naturalist 39 : 137—145. — *Koch, S.*, and *G. Tóth*, 1941: Über eine neue Fundstätte eines der Rumenit-Kranzit- (sic!) Gruppe angehörenden fossilen Harzes aus dem Oligocän Ungarns. Zentralbl. Min. (Abt. A) 1941 : 161—162. — *Kraeusel, R.*, 1931: Bast und Kautschuk in der deutschen Braunkohle. Natur u. Museum 61 : 92—95. — *Krejcer, G. D.*, 1952: Asfal'ty, bitumy i peki. Ed. 3. Moskva. — *Krut'a, T.*, 1946: O jantaru na okrese valašskoklobouckém. Sborník přírodov. Klub Třebíč (1939—1944) 4 : 91—93. — *Léonard, J.*, 1950: Etude botanique des copaliers du Congo belge. Publ. Inst. nat. Et. agr. Congo belge, Sér. sci. 45. — *Maegdefrau, K.*, 1942: Paläobiologie der Pflanzen. Jena. — *Mantell, C. L.*, et coauct., 1942: The technology of natural resins. New York and London. — *Matvejev, K. K.*, 1947: O nachoždeniji bitumov v mineralech. Zap. vseross. min. Obšč. 76 : 129—138. — *Meixner, H.*, 1938: Sapperit (mineralische Zellulose) (etc.). Zentralbl. Min. (Abt. A) 1938 : 208—211. — *Merrill, G. P.*, 1901: Guide to the study of the collections in the section of applied geology. The nonmetallic minerals. Rep. U. S. nat. Mus. (1899) : 155—483. — *Mertens, E.*, and *L. Hellinckx*, 1942: Recherches sur le copal Congo. Fasc. I—VI. Bruxelles. — *Nawratil, A.*, 1883: Über fossilen Kautschuk, genannt "Helenit". Dingl. pol. J. 248 : 513—518. — *Niedźwiedzki, J.*, 1915: Über den Mineralbegriff. (Ein Vortrag.) Tschermaks min.-petr. Mitt. (N. F.) 33 : 531. — *Orlov, N. A.*, and *V. A. Uspenskij*, 1936: Mineralogija kaustobiolitov. Leningrad. — *Osnickaja, L. K.*, 1946: O proischoždeniji nefti. Priroda 35 : 13—19. — *Paclt, J.*, in litt.: On a new subfossil liptobiolite from the plain of Sharon in Israel. Israel Explor. J. — *Palmgren, J.*, 1941: Bernstein in der vulkanischen Asche der Moler-Formation Jütlands. Bull. geol. Inst. Univ. Upsala 28 : 1—2. — *Paulitsch, P.*, 1951: Harz aus der Kohle von Göriach (Stmk.). Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark 79—80 : 170—171. — *Pervinquière, L.*, 1905: "Ambre". F. Rinne, Etude pratique des roches, p. 609. Paris. — *Plonait, C.*, 1935 (a): Probleme der Bernsteinforschung. Ang. Chem. 48 : 184—187. — *Plonait, C.*, 1935 (b): Entstehung, Bau und chemische Verarbeitung des Bernsteins. Ang. Chem. 48 : 605—607. — *Potonié, H.*, 1906: Klassification und Terminologie der rezenten brennbaren Biolithe und ihre Lagerstätten. Berlin. — *Potonié, H.*, 1908—1915: Die rezenten Kaustobiolithe und ihre Lagerstätten. 3 vols + 1 suppl. Berlin. — *Potonié, H.*, 1910: Die Entstehung der Steinkohle (etc.). Ed. 5. (Ed. 6 = 1920). Berlin. — *Ruzicka, L.*, and *J. R. Hosking*, 1929: Höhere Terpenverbindungen. XXXVII. (Justus Liebigs) Ann. Chem. (Berlin) 469 : 147—192. — *Steinbrecher, H.*, 1935: Die fossilen Harze der Braunkohlen. Ang. Chem. 48 : 608—610. — *Stuetzel, O.*, 1931: Systematik und Tabellen der fossilen Harze. Fortschr. Min. Kristallogr. Petrogr. 16 : 138 et seq. — *Stutzer, O.*, et coauct., 1929: Fusit. Vorkommen, Entstehung und praktische Bedeutung der Faserkohle (fossile Holzkohle). Stuttgart. — *Tóth, G.*, 1938: Untersuchung eines fossilen Harzes. Zentralbl. Min. (Abt. A) 1938 : 348—350. — *Tschirch, A.*, and *E. Stock*, 1933—36: Die Harze. Ed. 3. 2 vols. Berlin. — *Turner, H. G.*, and *H. V. Anderson*, 1931: A microscopical and X-ray study of Pennsylvania anthracite. Ind. Eng. Chemistry 23 : 811—815. — *Uspenskij, V. A., A. I. Gorskaja*, and *I. P. Karpova*, 1947: Genezis algaritov i processy anaerobnogo okislenija neftej. Izv. Akad. Nauk. SSSR, ser. geol., No. 4 : 89—106. — *Uspenskij, V. A.*, and *O. A. Radčenko*, 1952: Geochimija bitumov. *N. B. Vassojevič*, Sputnik polevogo geologa-neftjanika, 321—333. Leningrad and Moskva. — *Varencov, M. I.*, and *V. T. Mordovskij*, 1950: Vozmožnyje uslovija nakoplenija organičeskogo veščestva dlja obrazovanija nefti. Izv. Akad. Nauk SSSR. ser. geol., No. 6 : 136—139. — *Winchell, A. N.*, 1949: What is a mineral? Amer. Mineralogist 34 : 220—225. — *Winter, H.*, 1935: Die Harze der

Steinkohlen. Ang. Chem. 48 : 610—614. — *Zsivny, V.*, and *G. Tóth*, 1939: Újabb fosszilis gyanta a Kiscelli agyagból. Über ein neueres fossiles Harz aus dem Kisceller Tegel von Budapest. Ann. Mus. nat. Hung. (Pars min., geol. & palaeont.) 32 : (sep. pp.) 1—11.

Index.

(For various synonyms not checked here see *Hey*, 1950.)

aegerite 337
aeonite 337
agathocopalite . . . 342
ajkaite 341
ajkite 341
albanite 336
albertite 337
alexjejewite. 338
algarite 338
allingite . . . 340, 341
almashite 341
amber . . . 340, 341
ambrite 341
ambrosine 344
anthracene (native) . 333
anthracite 334
anthracoxene . . . 338
anthracoxenite . . 338
anthraxolite . . . 335
anthraxylon . . . 334
aragolite 334
arkosite 337
asphalt, asphaltum . 336
attritus 334
β-jaulingite . . . 341
bacalite 344
baikerinite 338
baikerite 338
bakhilite 337
balkhashite . . . 337
bathvillite 335
beckerite 341
berengelite 338
bielzite 338
boghead 335
boghedite 335
boloretin. 333
boryslawite 337
brazilite 335
broggite 337
brücknerellite . . . 339
bucaramangite . . 344
burmite 341
butyrite 334
byerite 335
caoutchouc, fossil, see elasticite
carbocer 338
carbonite 335
carburan 338
cassianite 335
caucasite 336
celestialite 338
chemawinite . . . 344
cheremkhite . . . 335
chirvinskite . . . 335
chrismatine 334
clarain 334
clarite 334
closterite 335
cloustonite 337
coal, bituminous . . 334
coal, cannel . . . 335
coorongite 337
copal, see agatho-, legumocopalite and paradamarite
copalite 341
courtzilite 336
crenite 335
cristograhamite . . 336
curtisite 333
dapèche 337
delatynite 341
denhardtite . . . 338
dinite 333
dopplerite 335
durain 334
durite 334
duxite 338
dysodile 335
elasticite 339
elaterite 337
elkerite 337
euosmite 341
fichtelite 333
fimmenite 339
flagstaffite 333
fringelite 333
fucosite 338
fusain 334
fusite 334
gagat 335
gedanite 341
gelosite 335
geocerain 338
geocerellite 339
geomyricin . . . 338
gilsonite 336
glessite 341
graebeite 333
grahamite 336
guayaquilite . . . 344
guyaquillite . . . 344
harbolite 336
hartine 339
hartite 333
hatchettite 334
helenite 337
hircine 344
hoelite 333
humanthracite . . 334
huminite 335
huminokerite . . . 337
humosite 335
idrialite 333
impsonite 337
ionite 338
ixolyte 334
jaffaite 343
jaulingite 341
jelinite 341
jet 335
kabaite 338
kansasite 341
kasyanite (wrong transliteration of cassianite)
kerzinite 334
kirwanite 334
kiscellite 341
kladnoite 333
kochenite 344
köflachite 341
könlite 333
krantzite 341

kratochvílite . . . 333
kuckersite 335
kundaite 336
legumocopalite . . 342
leucopetrite . . . 339
leyteite 336
libollite 337
lignite 334
liverite 337
lok-batanite . . . 336
mckittinite 338
magallanite . . . 336
maltha 336
malthite 336
manjak 336
marahuite 335
markovnikite . . . 336
matrosite 335
mayberyite . . . 336
melanchym . . . 338
melanellite 338
middletonite . . . 340
moldavite 337
muckite 340
muntenite 341
n'hangellite . . . 337
napalite 334
naphthalene (native) 333
nauckite 344
neft-gil 338
neudorfite 340
neuquenite 337
newjersite 344
nigrite 337
oxykerite 337
ozokerite 337
paradamarite . . . 343
paraffin (native) . . 334
parianite 336
peat 334
pelionite 335
petroleum 336
phylloretin . . . 333
phytocollite . . . 335
piauzite 338
pietricikite 337
pigotite 335
pittasphalt 336
plaffeiite 341
pošepnyte 334
přílepite 340
pseudo-ozocerite . . 337
pseudo-succinite . . 344
pungernite 334
pyropissite 338
pyroretin 338
pyroretinite . . . 338
quickbornite . . . 334
quisqueite 337
rafaelite 337
refikite 333
retinasphalt . . . 338
retinellite 338
retinite . . . 339, 340
retinosite 335
reussinite 338
rhabdopissite . . . 338
rochlederite . . . 338
rosthornite 341
rumänite 341
salts of organic acids (not enumerated)
sapperite 335
saprodile 335
sapromyxite . . . 335
scharizerite . . . 335
scheererite 333
scheibeite 344
schlanite 338
schraufite 341
schungite 335
scleretinite 340
settlingite 340
siegburgite 342
simetite 341
simonellite 333
sporite . . . 335, 339
stanekite 338
stantienite 341
stellarite 337
succinellite 341
succinite 341
tabbyite 336
tasmanite 339
tekoretin 333
telegdite 341
thélotite 335
thioelaterite . . . 337
thiokerite 337
thioretinite . . . 344
thucholite 338
titanothucholite . . 338
tomite 335
torbanite 335
trinascol 336
trinkerite 341
uintahite 336
ulmite 335
uranelain 336
urpethite 338
válaite 334
vamaite 341
velikhovite . . . 337
vendéenite 344
venturaite 336
vitrain 334
vitrite 334
walchowite . . . 340
warrenite 336
wetherilite 337
wheelerite 341
wiedgerite 337
wollongongite . . . 335
wurtzilite 337
xylain 334
xylanthite 344
xyloretinite . . . 339
zietrisikite 337
zittavite 335
zosterite 335

Laboratoire de Cristallographie du S. R. C. T., Paris.

Beitrag zur Kenntnis der Kristallstrukturen der wasserfreien Alkalisilikate.

Von

Alfred Grund.

Mit 5 Textabbildungen.

(Eingelangt am 31. Juli 1953.)

Zusammenfassung: Die Kristallstruktur des Natriummetasilikates Na_2SiO_3 und des Natriumdisilikates β-$Na_2Si_2O_5$ werden besprochen. Die Bauelemente dieser Alkalisilikate werden mit denen der Silikate im allgemeinen verglichen. Eine Einordnung der Alkalisilikate in die Systematik der Silikate wird versucht.

Einleitung.

Die Erforschung der Kristallstrukturen der Silikate hat sich natürlich seit ihrem Beginn fast nur auf Mineralien beschränkt, da diese durch ihre faszinierende Kompliziertheit einen großen Anreiz boten und auch chemisch und kristallographisch ausgezeichnet erforscht waren. Die Kenntnis der Kristallstrukturen der wichtigsten mineralischen Silikate gestattete es bekanntlich, eine Systematik aufzubauen, die durch neue Arbeiten stets erweitert und ausgebaut werden konnte.

Es schien uns nun interessant, diese Systematik auf die so einfach zusammengesetzten, teilweise sehr unbeständigen synthetischen Alkalisilikate anzuwenden und ihre Gültigkeit für diese zu überprüfen.

Grundlagen.

Wir haben für unsere Untersuchungen aus den Silikaten des Li, Na, K und Rb, die bekannt sind (*J. G. Vail,* 1952), vorderhand die Reihe der Na-Silikate gewählt, die uns chemisch am besten erforscht erschien.

Nach *J. D'Ans* und *J. Löffler* (1930) existieren im System Na_2O—SiO_2 die folgenden Verbindungen:

	Na_2O	SiO_2
Na_2O	1	—
Na_4SiO_4	2	1
$Na_6Si_2O_7$	3	2
Na_2SiO_3	1	1
$Na_2Si_2O_5$	1	2
SiO_2	—	1

Es fällt sofort auf, daß sich alle diese Verbindungen — was ihre Siliziumsauerstoffanteile anbelangt — durch ihre chemische Zusammensetzung, sofort einem bekannten Bautypus der Silikate im Prinzip zuordnen lassen.

a) Na_2O kristallisiert im Antifluortyp (*E. Zintl* und *H. H. Baumbach*) und enthält kein SiO_2.

b) Na_4SiO_4 enthält anscheinend $[SiO_4]^{-4}$ Inseltetraeder wie der Olivin.

c) $Na_6Si_2O_7$; $[Si_2O_7]^{-6}$ Inselgruppen wie die Melilithe.

d) Na_2SiO_3; entweder $[SiO_3]^{-2}$-Ketten wie die Pyroxene (d_1) oder $[Si_3O_9]^{-6}$-Ringe wie der Wollastonit (d_2).

e) $Na_2Si_2O_5$; $[Si_4O_{10}]^{-4}$-Schichten wie bei den Glimmern (Sechserringe), oder beim Apophyllit (Viererringe), oder aber auch solche wie beim Gillespite (*A. Pabst*, 1943).

f) SiO_2 kristallisiert schließlich mit seinen bekannten dreidimensionalen Siliziumsauerstoffgerüsten.

Wir haben es uns nun zum Ziel gesetzt, diese Aufstellung durch einige Kristallstrukturbestimmungen teilweise zu überprüfen.

1. *Na_2SiO_3* (*A. Grund* und *M. Pizy*, 1952).

Na_2SiO_3 kristallisiert rhombisch, pseudohexagonal in der Raumgruppe Cmc—$C_{2v}{}^{12}$.

$$a = 10{\cdot}43\ \text{Å} \qquad b = 6{\cdot}02\ \text{Å} \qquad c = 4{\cdot}81\ \text{Å} \qquad Z = 4$$

Die Kristalle sind parallel [001] faserartig ausgebildet und zeigen fast nie ausgebildete Kristallflächen.

Die Atomkoordinaten in der Raumgruppe Cmc— $C_{2v}{}^{12}$ sind:

(ooo; $^1/_2$ $^1/_2$ 0) +

4 : (a) o, y, z; o, $\bar{y}$, $^1/_2$ + z

8 : (b) x, y, z; x, y, z; $\bar{x}$.$\bar{y}$, y, $^1/_2$ + z; x, $^1/_2$ + z

Die Parameter der Atompositionen lauten:

	x	y	z
Si	0·000	0·166	0·563
O_2	0·000	0·077	0·895
O_1	0·130	0·286	0·500
Na	0·166	0·339	0·000

Die zwischenatomaren Abstände betragen:

Si — O_1 : 1·57 Å	O_1 — Si : 1·57 Å	O_2 — Si : 1·67 Å
O_1 : 1·57 Å	Na : 2·27 Å	Si : 1·68 Å
O_2 : 1·67 Å	Na : 2·29 Å	Na : 2·39 Å
O_2 : 1·68 Å	Na : 2·45 Å	Na : 2·39 Å
	Na : 2·45 Å	O_1 : 2·62 Å
Na — O_1 : 2·27 Å	O_1 : 2·71 Å	O_1 : 2·62 Å
O_1 : 2·29 Å	O_2 : 2·62 Å	O_1 : 2·65 Å
O_1 : 2·45 Å	O_2 : 2·65 Å	O_1 : 2·65 Å
O_1 : 2·45 Å		O_2 : 2·58 Å
O_2 : 2·39 Å		O_2 : 2·58 Å

Die Kristallstruktur, die aus diesen röntgenographischen Untersuchungen resultierte, ist im Prinzip aus $[SiO_3]^{-2}$-Ketten aufgebaut,

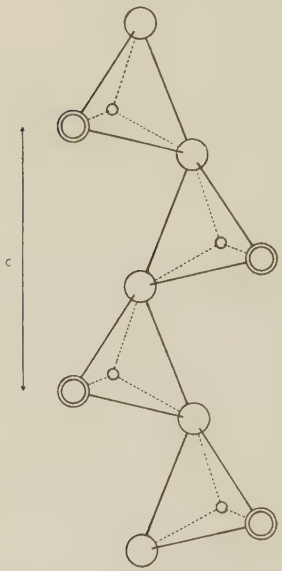


Abb. 1. Aufbau der Kette $[Si_2O_6]^{-4}$. Blickrichtung senkrecht zur Symmetrieebene der Kette. Die kleinen Kreise stellen die Si vor, die größeren die O_2 und die doppelten Kreise zwei übereinanderliegende O_1.

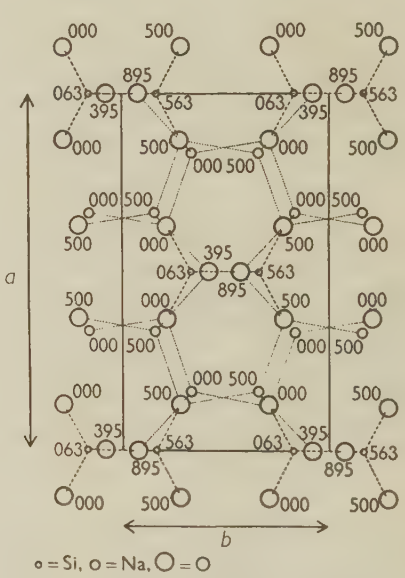


Abb. 2. Die Kristallstruktur von Na_2SiO_3, gesehen in der Richtung [001]. Die Koten sind in 1/1000 von c angegeben.

die parallel zur Faserrichtung, also [001] verlaufen. Die Natrium verbinden diese Ketten und befinden sich in Fünferkoordination.

Die Ketten sind weniger gestreckt als bei den Pyroxenen (Abb. 1). Die Identitätsperiode in der Faserrichtung ist eben nur 4·81 Å gegen 5·24 Å bei diesen.

Der Winkel Si-O-Si der durchlaufenden Si-O-Bindungen beträgt nur 137° 27′. Zwei Si-O-Abstände, und zwar die, die zu den freien Tetraederspitzen zeigen, betragen 1·57 Å, die beiden anderen 1·67 Å (Si-O-Abstände der Sauerstoffatome, die an zwei Silizium gebunden sind).

Das Bauelement $[SiO_3]^{-2}$ im Natriummetasilikat ist also sehr mit dem der Pyroxene verwandt. Die Zuordnung zu Punkt d_1 in obiger Aufstellung ist damit bestätigt (Abb. 2).

Die Strukturformel dieser Verbindung lautet damit:

$$^1_\infty\, Na_4^{[5]}[Si_2O_6]\ \text{rh.}$$

2. β-$Na_2Si_2O_5$ (*A. Grund,* 1953).

β-Natriumdisilikat bildet sechseckige, farblose, blättchenartige Kristalle, die parallel zur Blättchenebene eine hervorragende Spaltbarkeit aufweisen. Sie kristallisieren monoklin in der Raumgruppe $P\,2_1/a$—C_{2h}^5 (*G. D.* und *J. D. H. Donnay,* 1953).

$a = 12{\cdot}26$ Å
$b = 4{\cdot}80$ Å $\quad \beta = 104^0\,18'$ $\quad Z = 4$
$c = 8{\cdot}07$ Å

Die Kristalle sind fast alle verzwillingt. Die Zwillingsebene ist (100).

Die Atomkoordinaten in der Raumgruppe $P\,2_1/a$ —C_{2h}^5 sind:

2 : (a) 000; $^1/_2\ ^1/_2\ 0$ (b) $00\ ^1/_2$; $^1/_2\ ^1/_2\ ^1/_2$
(c) $^1/_2\ 00$; $0\ ^1/_2 0$ (d) $^1/_2\ 0\ ^1/_2$; $0\ ^1/_2\ ^1/_2$
4 : (e) x y z; $\bar{x}$ y $\bar{z}$; $^1/_2$—x, $^1/_2$ + y, $\bar{z}$; $^1/_2$ + x, $^1/_2$—y, z.

Die Parameter der Atompositionen (nur vierzählige allgemeine Punktlagen 4 e) lauten:

	x	y	z
Si_1	0·183	0·196	0·020
Si_2	0·278	0·300	0·406
Na_1	0·435	0·765	0·390
Na_2	0·465	0·235	0·136
O_1	0·215	0·866	0·029
O_2	0·254	0·635	0·434
O_3	0·184	0·250	0·222
O_4	0·397	0·265	0·394
O_5	0·434	0·735	0·090

Die zwischenatomaren Abstände betragen:

$Si_1 - O_1$: 1·63 Å	$O_2 - Si_2$: 1·64 Å	$O_1 - Si_1$: 1·62 Å
O_1 : 1·62 Å	Si_2 : 1·65 Å	Si_1 : 1·63 Å
O_3 : 1·65 Å	Na_1 : 2·42 Å	Na_2 : 2·35 Å
O_5 : 1·50 Å	O_2 : 2·65 Å	O_1 : 2·63 Å
	O_2 : 2·65 Å	O_1 : 2·63 Å
$Si_2 - O_2$: 1·65 Å	O_3 : 2·52 Å	O_3 : 2·68 Å
O_2 : 1·64 Å	O_3 : 2·75 Å	O_3 : 2·50 Å
O_3 : 1·65 Å	O_4 : 2·59 Å	O_5 : 2·69 Å
O_4 : 1·52 Å	O_4 : 2·57 Å	
		$O_4 - Si_2$: 1·52 Å
$Na_1 - O_2$: 2·42 Å	$O_3 - Si_1$: 1·65 Å	Na_1 : 2·35 Å
O_4 : 2·45 Å	Si_2 : 1·65 Å	Na_1 : 2·45 Å
O_4 : 2·35 Å	Na_2 : 2·61 Å	Na_1 : 2·45 Å
O_4 : 2·45 Å	O_1 : 2·50 Å	Na_2 : 2·43 Å
O_5 : 2·43 Å	O_1 : 2·68 Å	O_2 : 2·57 Å
	O_2 : 2·52 Å	O_2 : 2·59 Å
$Na_2 - O_1$: 2·35 Å	O_2 : 2·75 Å	O_3 : 2·64 Å
O_3 : 2·61 Å	O_4 : 2·64 Å	$O_5 - Si_1$: 1·50 Å
O_4 : 2·43 Å	O_5 : 2·58 Å	Na_1 : 2·43 Å
O_5 : 2·44 Å		Na_2 : 2·44 Å
O_5 : 2·45 Å		Na_2 : 2·45 Å
O_5 : 2·44 Å		Na_2 : 2·44 Å
		O_1 : 2·55 Å
		O_1 : 2·69 Å
		O_3 : 2·58 Å

Die röntgenographischen Untersuchungen führten also zu folgender Kristallstruktur: Bauelement ist eine Siliziumsauerstoffschicht $[Si_4O_{10}]^{-4}$ parallel (100), in der SiO_4-Tetraeder in Sechserringen zusammengefaßt sind.

Man kann sich diese Schicht auch aus Si_2O_6-Ketten gebildet denken (Identitätslänge dieser Ketten ist 4·80 Å im Vergleich zu 4·81 Å beim Natriummetasilikat), die immer mit einer freien Tetraederspitze mit der Nachbarkette verschmolzen sind. (Siehe Abb. 3).

Diese Schicht weist aber im Vergleich zur Glimmertetraederschicht wesentliche Unterschiede auf, denn

1. liegen die Tetraederbasisflächen nicht in der gleichen Ebene,

2. sind die Sechserringe nicht regelmäßig und

3. zeigen die Tetraederspitzen abwechselnd nach den beiden Seiten der Schicht.

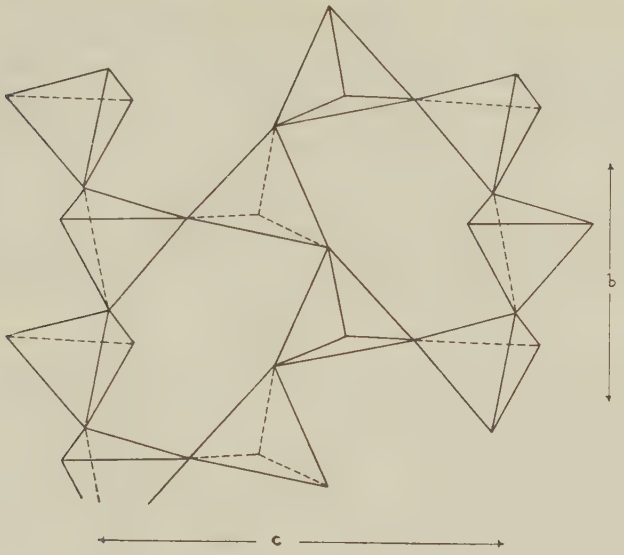


Abb. 3. Schema der Schicht $[Si_4O_{10}]^{-4}$.

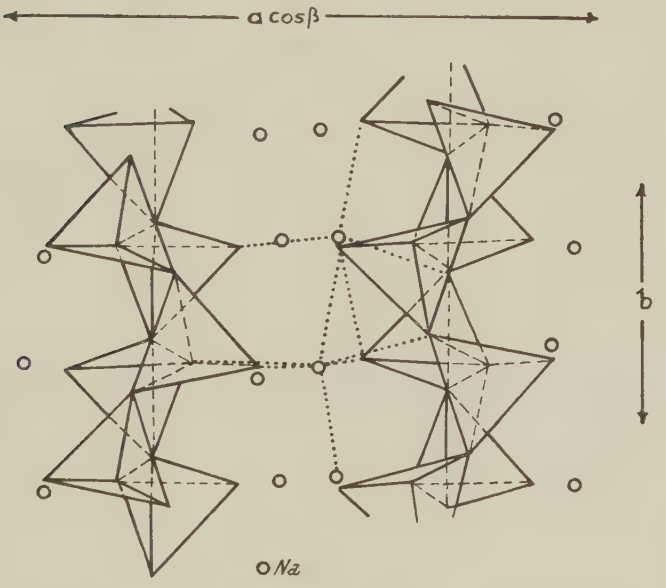


Abb. 4. Die Kristallstruktur von $Na_2Si_2O_5$, gesehen in der Richtung [001]. Die O-Atome befinden sich an den Tetraederspitzen. Die Si-Atome sind nicht eingezeichnet.

Wir sehen also, daß die Notwendigkeit, vier Natrium zwischen den Schichten unterzubringen, diese vollkommen verzerrt hat. Diese

Natrium befinden sich in Sechser- und Fünferkoordination. Von den acht verschiedenen Sauerstoffsiliziumabständen haben zwei Werte von 1·50 Å und 1·52 Å, und die anderen sechs solche zwischen 1·62 Å und 1·65 Å. Wir beobachten wieder, daß die kurzen Abstände zu den freien Sauerstofftetraederspitzen gemessen werden.

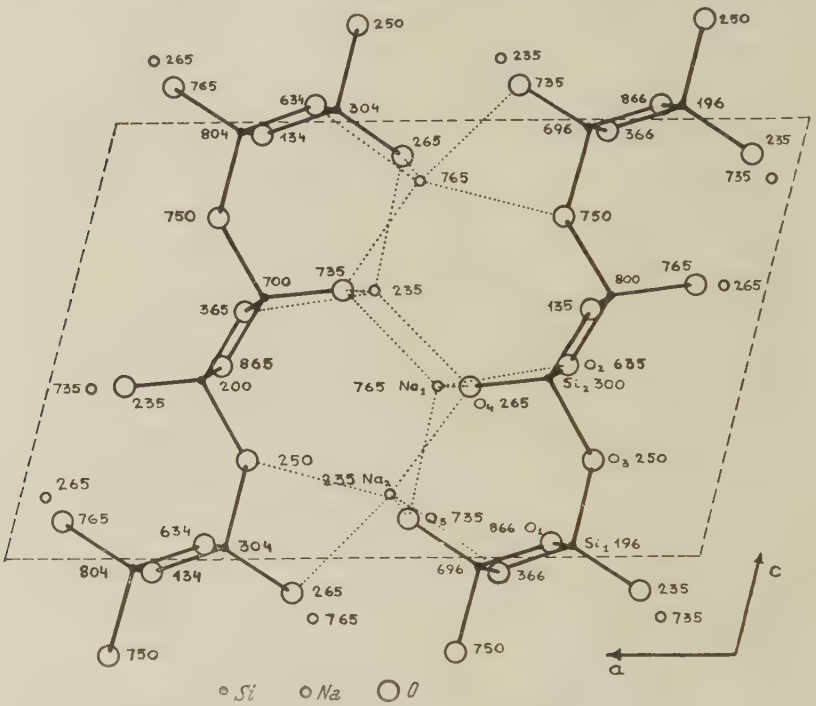


Abb. 5. Die Kristallstruktur von $Na_2Si_2O_5$, gesehen in der Richtung [010]. Koten in 1/1000 von b.

Das Bauelement des β-Natriumdisilikates ist also die $[Si_4O_{10}]^{-4}$-Schicht, die wohl der Tetraederschicht im Glimmer ähnlich ist, wenn auch die Tetraederspitzen nach verschiedenen Seiten der Schicht zeigen. Die Zuordnung des Natriumdisilikates zu Punkt e ist also im Prinzip richtig.

Die Strukturformel dieser Verbindung lautet:

$$\infty^2 Na^{[6]}_2 Na^{[5]}_2 [Si_4O_{10}]m.$$

Zusammenfassung.

Es wäre verfrüht, aus diesen beiden Natriumsilikaten auf alle anderen schließen zu wollen. Es muß für jede dieser Verbindungen die Kristallstruktur bestimmt werden, bevor man eine abschließende

strukturelle Einteilung der Alkalisilikate machen kann. Bis dahin können wir aber die Hypothese aufstellen, daß die Alkalisilikate sich in der Richtung vom SiO_2-armen bis zum SiO_2-reichen Teil ihrer Verbindungen aus Inselsilikaten, Kettensilikaten, Schichtsilikaten und Gerüstsilikaten aufbauen.

Der Aufbau der Silikate des Li, des K und des Rb sind sicher denen der Na-Silikate ähnlich. Die Verschiedenheit der Ionengrößen schließt natürlich Isomorphiebeziehungen zwischen vielen dieser Verbindungen aus, jedoch konnte G. D. und J. D. H. Donnay 1953, zeigen, daß man Isotypie zwischen Li_2SiO_3 und Na_2SiO_3 erwarten kann.

Die Kalisilikate, von denen K_2SiO_3, $K_2Si_2O_5$ und $K_2Si_4O_9$ bekannt sind, weisen in diesem letzteren eine sehr interessante Verbindung auf (*F. C. Kracek, N. L. Bowen* und *G. W. Morey*, 1929). Aus dem Siliziumsauerstoffverhältnis kann man nach den bisherigen Erfahrungen darauf schließen, daß es sich um ein Gerüstsilikat handelt, das in seinem Gerüstkomplex Tetraeder aufweist, die ungebundene Spitzen haben, bzw. um Tetraederschichten, die nur teilweise mit ihren freien Tetraederspitzen miteinander verbunden sind. (Unter einer freien Tetraederspitze verstehen wir dabei jenen Sauerstoff des Tetraeders, der mit nur einem Silizium verbunden ist.) Es scheint sich also um einen Tetraederkomplex zu handeln, der zwischen dem Gerüst $^3_\infty [SiO_2]_n$ und der $[Si_4O_{10}]^{-4}$-Schicht liegt.

Eine eindeutige und zuverlässige Aufklärung kann aber, wie schon gesagt, nur eine vollständige kristallchemische und röntgenographische Erforschung dieser Alkalisilikatverbindungen bringen.

Literatur.

D'Ans, J., und *J. Löffler*, Z. anorg. Ch. *191* (1930), 1. — *Donnay, G. D.*, und *J. D. H. Donnay*, Amer. Miner. *38* (1953), 163. — *Grund, A.*, Bull. Soc. Fr. de Mineralogie, im Druck. — *Grund, A.*, und *M. Pizy*, Acta Cryst. *5* (1952), 837. — *Kracek, F. C., N. L. Bowen* und *G. W. Morey*, J. Phys. Chem. *33* (1929), 1857. — *Pabst, A.*, Amer. Miner. *28* (1943), 372. — *Vail, J. G.*, Soluble Silicates Vol. I Reinhold Publishing Corporation N. Y., 1952. — *Zintl, E.*, und *H. H. Baumbach*, Z. anorg. Chem. *198* (1931), 88.

Aus dem petrographischen Institut der Universität Wien.

Beiträge zur Kenntnis moldanubischer Ganggesteine.

Von

Walter Zwicker.

Mit 5 Textabbildungen.

(Eingelangt am 14. August 1953.)

Einleitung und Historisches.

Das kristalline Gebiet des Wald- und Mühlviertels war für die Mineralogen und Geologen Wiens von jeher ein beliebtes Arbeitsfeld. Seine Ganggesteine im speziellen wurden in erster Linie eingehender von *A. Köhler* (8, 9) bearbeitet, während *L. Waldmann* (15, 16) besonders die Ganggesteine des Gebietes um Raabs näher beschrieb. Letztere fanden auch bereits durch *H. Gerhart*, bei dem Bericht über die Aufnahme des Kartenblattes Drosendorf, eingehender Erwähnung (1).

Neben den ansonst meist sehr verstreut auftretenden Ganggesteinen finden sich im Waldviertel vor allem in der Gegend von Persenbeug eine außerordentliche Anreicherung von Gangsystemen. Ein plötzliches Schwenken im Streichen der Schiefer dieses Gebietes, erklärt diese Störungszone, welche reichlich Möglichkeit zu Durchbrüchen bot. Eine weitere Anreicherung von Ganggesteinen findet sich in der bereits erwähnten Gegend von Raabs.

Die Dioritporphyrite, Granitporphyre, Syenitporphyre und Quarzsyenitporphyre, welche sich um Persenbeug häufen, reichen im Westen bis zum Fahrenbachtale, im Osten bis gegen das Thiemlingtal und im Norden bis gegen den Sulzberg. Südlich der Donau sind die Gänge meist von jüngeren Sedimenten bedeckt und nur vereinzelt zu finden, während die Lamprophyre, welche auch weiter gegen Osten verbreitet auftreten, vor allem östlich von Ybbs, wie auch im Ispertal, fast allein herrschend sind. Letztere sind somit viel weiter verbreitet und übertreffen auch an Häufigkeit im Auftreten alle anderen Typen. Die Ganggesteine des Mühlviertels wurden vor allem von *H. V. Graber* (2, 3, 4) untersucht. Sie zeigen gegenüber den Waldviertler Ganggesteinen oft beträchtliche Unterschiede.

Bezüglich des geologischen Alters der Ganggesteine herrscht noch keine absolute Klarheit. Nach *H. V. Graber* (2) werden sie im Mühlviertel noch vom hercynischen Bruche erfaßt, sind aber zweifellos jünger als die jungen Granite des Mühlviertels, welche sie durchschlagen. Nach *J. Riedel* (12) sind sie selbst jünger als die Aplite und Pegmatite. Da in einigen Fällen Einschlüsse von Kersantiten in Granitporphyren beobachtet wurden, läßt dies auf ein höheres Alter der Lamprophyre schließen.

Ziel dieser Arbeit ist es nun, vier moldanubische Ganggesteine, von denen drei bisher überhaupt noch nicht untersucht waren, mineralogisch und vor allem chemisch näher zu charakterisieren. Die mikroskopischen Untersuchungen, mit einem Reichert-Polarisationsmikroskop Modell M 3, wie auch die chemischen Analysen dieser Gesteine, werden von mir im mineralogisch-petrographischen Institut der Universität Wien durchgeführt.

Im chemischen Teil der Arbeit werden diese Analysen nach der neuen Projektionsmethode von *A. Köhler* und *F. Raaz* (10) neben anderen Analysen von Waldviertelgesteinen projiziert und anschließend eingehend diskutiert.

Neue Beobachtungen und Analysen.

I. Ein Gabbro-Dioritporphyrit aus Wieselburg an der Erlauf.

Am Rande von Wieselburg liegt zirka 100 m NW der Grestnerstraße ein kleiner, jetzt wieder aufgelassener Steinbruch, in welchem ein bis zu 15 m mächtiger Gang eines Dioritporphyrits, welcher eine ONO-Spalte des dortigen dunklen Granulits füllt, aufgeschlossen wird. Der Gang ist rund 30 m verfolgbar und wurde, wie bereits *A. Köhler* in seiner Beschreibung dieses Vorkommens erwähnt (8), früher von einem Steinmetz zwecks Herstellung von Grabsteinen gebrochen. Auch *L. Waldmann* erwähnt in seinen Arbeiten (16) dieses Gestein.

Vor einigen Jahren wurde der Bruch versuchsweise wieder für kurze Zeit in Betrieb genommen und ich hatte daher Gelegenheit, genügend frisches Material zu bekommen.

Der Gang zeigt eine scharfe Grenze gegen den Granulit und das Gestein wird in diesen Partien äußerst feinkörnig. Überhaupt zeigt der Gang in seiner Zusammensetzung große Uneinheitlichkeit. Immer wieder finden sich in verschiedener Größe, dunkle, basische Schlieren und vereinzelt sogar große, dunkle, gabbroide Konkretionen, welche oft einen Durchmesser von bis über 2 m erreichen. In diesen schwarzen Partien findet sich makroskopisch vor allem bis zu 1 cm große Hornblende und große Biotite, vereinzelt auch ge-

rundete, nie kristallographisch begrenzte, bis zu 2 cm große Einsprenglinge eines grünen Diopsids. Unter dem Mikroskop erkennt man ferner ganz vereinzelt Plagioklas und farblosen Pyroxen, noch seltener aber Diopsid und Quarz. Reichlich Apatit und vereinzelt Titanit bilden die Akzessorien.

Das Hauptgestein ist dunkelgrau, kleinkörnig und läßt bereits makroskopisch seine Hauptbestandteile, Plagioklas, Hornblende und Biotit, erkennen. Die Größe dieser Bestandteile ist maximal rund

Abb. 1. Reichert »Me F«, × Nic., Vergr. 50:1. Gabbro-Dioritporphyrit aus Wieselburg a. d. Erlauf. Links oben ein großer, zonar gebauter Plagioklas neben Hornblende und Biotit. Dazwischen Mikroklin in mikropegmatitischer Verwachsung mit Quarz.

4 mm. Unter dem Mikroskop erkennt man neben diesen, Quarz und Mikroklin, welche meist in mikropegmatitischer Verwachsung die Lücken zwischen großen Einsprenglingen füllen. Da sich sowohl bei Quarz wie auch Mikroklin immer wieder Übergänge zu einsprenglingsartig auftretenden Individuen finden, kann aber nicht von einer eigentlichen Grundmasse gesprochen werden (s. Abb. 1). Pilit und Pyroxen treten als Einsprenglinge bereits stark zurück.

Mikroskopische Beobachtungen:

Plagioklas als häufigster Bestandteil, zeigt zum Unterschied von der Hornblende, meist nahezu xenomorphe Ausbildung. Er erscheint im allgemeinen durchaus frisch und nur vereinzelt ist an größeren Individuen der Beginn einer vom Kern ausgehenden Zersetzung

festzustellen. Ein Zonarbau mit scharf begrenzten Zonen ist nicht zu bemerken. Dagegen weist schon die Auslöschung auf einen beträchtlichen Unterschied in der chemischen Zusammensetzung zwischen Kern und Hülle hin. Dieser Unterschied wurde durch U-Tisch-Messungen auch quantitativ erfaßt:

Kern $2V_\gamma = 90^0$, $\alpha\alpha' = 135^0$, $\gamma\gamma' = 75^0$, entspricht 68% An.
Hülle $2V_\gamma = 95^0$, $\gamma\gamma' = 15^0$, entspricht 22 bis 26% An.

Verzwillingungen, meist nach dem Albit- oder Karlsbadergesetz sind nicht zu häufig. Die Albitlamellen sind fast nie gut ausgebildet und oft ineinander verzahnt. Zwillinge nach dem Periklingesetz sind selten.

Biotit findet sich ebenfalls häufig, meist in Form von teilweise deformierten Blättchen von nicht unbedeutender Größe, welche vereinzelt auch sechsseitige Umrisse erkennen lassen. Er ist im allgemeinen frisch und zeigt nur vereinzelt, durch ein vom Rande ausgehendes grünliches Verblassen, den Beginn einer Chloritisierung. Pleochroismus: α = blaßgelb, γ = dunkelrotbraun. Unter dem Konoskop erscheint er nahezu einachsig.

Überaus häufig finden sich in und um die Biotite Erzausscheidungen, in Form gezackter Ilmenitkörnchen oder auch glatten Leistchen. Einschlüsse von Zirkon sind selten.

Hornblende ist neben Plagioklas der häufigste Gemengteil. Die fast durchwegs beträchtliche Größe erreichenden Individuen zeigen meist eine idiomorphe Ausbildung mit (110), (010) und ($\bar{1}11$). Fast immer ist die an Häufigkeit überwiegende braune Hornblende von einer grünen umrandet. Nur vereinzelt finden sich auch Individuen von rein grüner Hornblende, die nie auch nur annähernd die Größe der braunen erreichen. Letztere zeigt vielfach und besonders in den größeren Individuen, den Beginn einer vom Kern ausgehenden Biotitisierung. Neben und in den eingeschlossenen Biotitblättchen zeigt sich meist eine relativ reiche Erzausscheidung in Form der bereits erwähnten Ilmenitkörnchen.

Braune Hornblende: Pleochroismus γ = bräunlichorange, α = blaßgelb. $n_\gamma/c = 15^0$, $2V_\alpha = 82^0$, $\gamma - \alpha = 0{\cdot}022$.
Grüne Hornblende: Pleochroismus: γ = bläulichgrün, α = farblos. $n_\gamma/c = 16{\cdot}5^0$, $2V_\alpha = 78^0$, $\gamma - \alpha = 0{\cdot}020$.

Zwillinge nach (100) sind nicht selten. Einschlüsse außer Biotit und Erz finden sich kaum.

Augit tritt nur vereinzelt in Form relativ großer Individuen auf, welche fast durchgehend zersetzt erscheinen. Meist ist die Uralitisierung bereits so weit fortgeschritten, daß sich kaum noch Reste einer Begrenzung erkennen lassen.

Pilit ist in Form verfilzter Haufwerke von Tremolit verstreut zu finden. Meist zeigen sich daneben auch Erzausscheidungen in Form kleiner Magnetitkörnchen.

Quarz ist als selbständiger Gemengteil in mittelgroßen rundlichen Körnern relativ selten. Am häufigsten findet er sich in schöner mikropegmatitischer Verwachsung mit Mikroklin (s. Abb. 1).

Mikroklin tritt ebenfalls relativ selten als selbständiger Gemengteil einsprenglingsartig auf. Meist zeigt er sich in der obig erwähnten mikropegmatitischen Verwachsungsform.

Akzessorisch findet sich relativ reichlich Apatit, meist in kurzen Säulchen. Als Einschluß ist er selten.

Pyrit und Zirkon finden sich nur vereinzelt.

Titanit und Chlorit sind sekundäre Bildungen.

Ergebnis der chemischen Analyse (Analytiker *W. Zwicker*):

	Gewicht %	Atomzahl × 10.000	Projektionswerte nach Köhler-Raaz	
SiO_2	55·24	9198		
Al_2O_3	14·09	2764	qz	—12·5
TiO_2	1·69	212	F-fm	—17·5
Fe_2O_3	1·90	238	F	35
FeO	5·50	766	fm	52·5
MnO	0·09	13		
MgO	6·73	1669	Projektionswerte nach Niggli	
CaO	6·11	1090		
BaO	0·02	1	al	23
Na_2O	3·67	1184	fm	44
K_2O	3·37	716	c	18
P_2O_5	0·33	47	alk	15
S	0·07	22	si	150
H_2O+	1·25	—	k	0·38
H_2O-	0·05	—	mg	0·68
Summe	100·11%		Spez. Gew.	2·856

II. Ein Syenitporphyr von der Straße Marbach an der Donau—Hilmanger.

Am Waldrand, direkt neben dem Abkürzungsweg, 100 m NO der ersten Serpentine der Straße von Marbach nach Hilmanger, finden sich Blöcke eines bisher noch nicht beschriebenen, dunkelgrauen, muschelig splitternden Gesteines.

Makroskopisch zeigen sich in einer nahezu dichten dunklen Grundmasse Einsprenglinge von Biotit in Form 2 bis 3 mm großer Blättchen und Plagioklas, von höchstens 1 bis 2 mm Größe.

Unter dem Mikroskop erkennt man, außer den erwähnten Einsprenglingen, in der Grundmasse vor allem reichlich Kalifeldspat, Biotit, Quarz und Hornblende.

Augit ist verstreut als Einsprengling zu finden.

Mikroskopische Beobachtungen:

Einsprenglinge: Plagioklas findet sich in erster Linie als Einsprengling von oben erwähnter Größe und nur ganz vereinzelt in der Grundmasse. Die unter dem Mikroskop oft leistenförmig erschei-

Abb. 2. Reichert »Me F«, × Nic., Vergr. 50:1. Syenitporphyr aus Marbach a. d. Donau. Plagioklaseinsprenglinge in einer feinkörnigen Grundmasse aus Kalifeldspat, Biotit und Quarz.

nenden Einsprenglinge zeigen durchwegs idiomorphe Formen, wobei an der kristallographischen Begrenzung (010), (110), ($1\bar{1}0$) und (001) vorherrschen (s. Abb. 2). Sie sind durchwegs frisch und zeigen oft einen schwachen, verschwommenen Zonarbau. An einigen, im Schliff nicht zonar gebaut erscheinenden Individuen, wurde der An-Gehalt durch U-Tisch-Messungen wie folgt bestimmt:

$2\,V_\gamma = 95^0$, $\gamma\gamma' = 35^0$, das entspricht 34% An.

Für zonar gebaute Individuen ergaben sich folgende Extremwerte:

Kern $2\,V_\gamma = 85^0$, $\alpha\alpha' = 169^0$, $\gamma\gamma' = 46^0$, entspricht 42% An.

Hülle $2\,V_\gamma = 97^0$, $\gamma\gamma' = 21^0$, entspricht 28 bis 30% An.

Weitere Messungen lieferten Mittelwerte.

Verzwillingungen nach dem Karlsbadergesetz, wie auch nach dem Albitgesetz sind häufig, ebenso Doppelzwillinge nach diesen Gesetzen. Die Zwillinge nach dem Karlsbadergesetz zeigen durchwegs eine Verwachsung //(010), während die Albitlamellen selten gut entwickelt sind und oft auskeilen. Zwillinge nach dem Periklingesetz sind selten.

Biotit findet sich als Einsprengling weit weniger häufig, als in der Grundmasse. Die Einsprenglinge zeigen oft sechsseitige Umrisse, meist aber sind es deformierte, zerrissene Blättchen. Stellenweise zeigen diese eine vom Rande ausgehende Chloritisierung. Der Pleochroismus ist außerordentlich stark: α = blaßorangegelb, γ = dunkelrotbraun. Nahezu optisch einachsig.

Augit tritt neben einzelnen, verstreuten, meist xenomorph ausgebildeten, blaßgrünen oder farblosen Einsprenglingen, welche durchwegs vom Rande aus stark zersetzt erscheinen, vereinzelt auch in größeren Ansammlungen auf. In gewissen Partien des Gesteines finden sich, meist bereits makroskopisch erkennbare Zusammenballungen von zersetzten Plagioklasen und Augiten, welche als Neubildung, Erzausscheidungen in Form von Magnetitkörnchen, reichlich Chlorit und vereinzelt Epidot und Titanit enthalten. Oft durchsetzen große, frische, neugebildete Biotite diese Massen, an deren Rand man vereinzelt noch relativ frische, farblose Augite finden kann. Wohl zeigen auch diese nur xenomorphe Formen, erscheinen aber nur am Rande etwas chloritisiert. Es war daher möglich, einige Messungen durchzuführen:

$$2\,V_\gamma = 54^0,\ n_\gamma/c = 45^0,\ \gamma - \alpha = 0{\cdot}022.$$

Zwillinge nach (100) sind nicht selten.

Grundmasse: Plagioklas ist in der Grundmasse nicht häufig zu finden. Meist sind es nur kleine, oft leistenförmige Kriställchen, welche verstreut zwischen Kalifeldspat und Biotit auftreten.

Kalifeldspat dagegen bildet wohl den wesentlichsten Bestandteil der Grundmasse. Auch er findet sich oft leistenförmig, aber nie in größeren meßbaren Individuen. Erkennbar ist er sofort an der Lichtbrechung.

Biotit ist ein zweiter wesentlicher Bestandteil der Grundmasse. Er zeigt aber hier, zum Unterschied gegen die großen Einsprenglinge, meist nur xenomorphe Formen und erscheint dann in Form dünner, verbogener und zerrissener Leistchen oder Blättchen. In einzelnen Partien des Gesteins ist er teilweise, oft aber auch bereits vollkommen chloritisiert. Auch eine Baueritisierung ist stellenweise zu beobachten.

Hornblende findet sich nur verstreut in der feinkörnigen Grundmasse in Form von winzigen, braungelben Nädelchen, ohne sichtbare kristallographische Begrenzungen. Pleochroismus: α = blaßgelb, γ = braungelb.

Als maximale Auslöschung ergab sich für $n_\gamma/c = 17^0$.

Quarz tritt ebenfalls nur in der Grundmasse auf. Er findet sich in Form kleiner, undulös auslöschender Körnchen.

Akzessorien: Apatit ist stellenweise als Einschluß im Biotit, aber auch in der Grundmasse zu finden. Meist sind es kurze dicke Leistchen. Er ist ein recht seltener Bestandteil.

Pyrit tritt nicht häufiger auf. Er findet sich überhaupt nur in den feinkörnigsten Partien des Gesteines, in Form kleiner xenomorpher Körnchen. Epidot, Titanit und Chlorit treten nur in den obig erwähnten zersetzten Partien, als sekundäre Bildungen auf.

Ergebnis der chemischen Analyse (Analytiker *W. Zwicker*):

	Gewicht %	Atomzahl × 10 000	Projektionswerte nach Köhler-Raaz	
SiO_2	64·70	10773		
Al_2O_3	16·28	3194	qz	25
TiO_2	0·46	58	F-fm	37
Fe_2O_3	0·72	90	F	56
FeO	3·38	471	fm	19
MnO	0·06	9		
MgO	0·81	201	Projektionswerte nach Niggli	
CaO	2·49	444		
BaO	0·02	1	al	39
Na_2O	4·72	1523	fm	19
K_2O	5·30	1125	c	11
P_2O_5	0·10	14	alk	31
S	0·03	9	si	260
H_2O+	0·90	—	k	0·42
H_2O-	0·31	—	mg	0·29
	Summe 100·28%		Spez. Gew.	2·697

III. Ein Dioritporphyrit aus Edelsreith.

In der Ortschaft Edelsreith, 4 km NNW von Marbach a. d. Donau, liegt ein kleiner Steinbruch, welcher zur Zeit außer Betrieb steht. In ihm wurde ein bisher noch nicht beschriebener Dioritporphyrit abgebaut, welcher als 8 bis 10 m mächtiger Gang, in einem sehr stark injizierten und ptygmatisch gefältelten dunkelgrauen Cordieritgneis in NS-Richtung streicht. Das sonst feinkörnige, graue Gestein wird am Kontakt gegen den Gneis etwas dunkler und erscheint nahezu dicht. Der Kontakt selbst ist außerordentlich scharf.

Makroskopisch zeigt es Einsprenglinge von durchschnittlich 2 bis 3 mm großen Plagioklasen. In gleicher Größe, vereinzelt auch größer, findet man Einsprenglinge von Biotit in Form frischer, schwarzer, selten gesetzmäßig begrenzter Blättchen. Pilit, welcher relativ häufig in Erscheinung tritt, findet sich gleichfalls einsprenglingsartig in Form dunkelgrauer, kugeliger Aggregate von 2 bis 6 mm Durchmesser. Da der Bruch erst relativ kurze Zeit außer Betrieb steht, konnte ich sowohl für die Dünnschliffuntersuchungen, als auch die chemische Analyse, genügend frisches Material erhalten.

Mikroskopische Beobachtungen:

Unter dem Mikroskop erkennt man außer Plagioklas, Biotit und Pilit, als weiteren wichtigen Gemengteil Albit, welcher neben Kalifeldspat, Quarz und Hornblende vor allem in der Grundmasse auftritt.

Einsprenglinge: Plagioklas bildet wie bereits erwähnt, den Hauptbestandteil des Gesteines und tritt in verschiedener Größe, meist als Einsprengling auf. Während die kleineren Individuen im allgemeinen frisch erscheinen, zeigen die größeren oft eine vom Kern ausgehende Umwandlung zu Albit und nur mehr vereinzelt kristallographische Begrenzungen. Alle aber zeigen einen mehr oder minder verwischten Zonarbau. Die U-Tisch-Messungen wurden nur an absolut frischen Plagioklasen durchgeführt.

Kern $2\,V_\gamma = 96^0$, $\alpha\alpha' = 133^0$, $\gamma\gamma' = 81^0$, entspricht 76% An.

Hülle $2\,V_\gamma = 95^0$, $\gamma\gamma' = 31^0$, entspricht 32 bis 34% An.

Andere Messungen lieferten Mittelwerte. Diese Werte erwiesen sich als unabhängig von der Größe der gemessenen Individuen. Wie bei den Grundmasseplagioklasen, überwiegen auch bei den Einsprenglingen Zwillinge nach dem Karlsbadergesetz, welche durchwegs eine Verwachsung //(010) zeigen. Albitlamellen finden sich gleichfalls häufig, sind aber oft nur unvollkommen ausgebildet und erscheinen dann durch Auskeilen ineinander verzahnt. Auch Doppelzwillinge nach dem Albit- und Karlsbadergesetz sind besonders bei größeren Individuen nicht selten. Verzwillingungen nach dem Periklingesetz treten stark zurück.

Biotit ist neben Plagioklas der häufigste Einsprengling. Die größeren Individuen zeigen zum Unterschied gegen den Biotit in der Grundmasse, meist nur xenomorphe Formen und bilden zerrissene und flaserige Blättchen. Pleochroismus: α = blaßgelb, γ = dunkelrotbraun.

Unter dem Konoskop erscheint er nahezu einachsig.

Einschlüsse in Form von Magnetitkörnchen, sind nicht nur in den Individuen an den Pilitsäumen (s. Abb. 3), sondern auch allgemein überaus häufig. Einschlüsse anderer Art finden sich kaum.

Augit tritt sehr verstreut, in relativ großen, im Schliff nahezu farblos erscheinenden Individuen auf. Sie zeigen den Beginn einer vom Rande ausgehenden Chloritisierung, aber oft noch hypidiomorphe Formen. Vor allem die Flächen (110), (100) und (010) sind oft noch zu erkennen ebenso Spaltrisse nach (110). Pleochroismus fehlt. $n_\gamma/c = 37^0$, $2V_\gamma = 56^0$, $\gamma - \alpha = 0{\cdot}023$. Die Auslöschung verläuft schwach zonar und deutet die Sanduhrform an. Zwillinge nach (100)

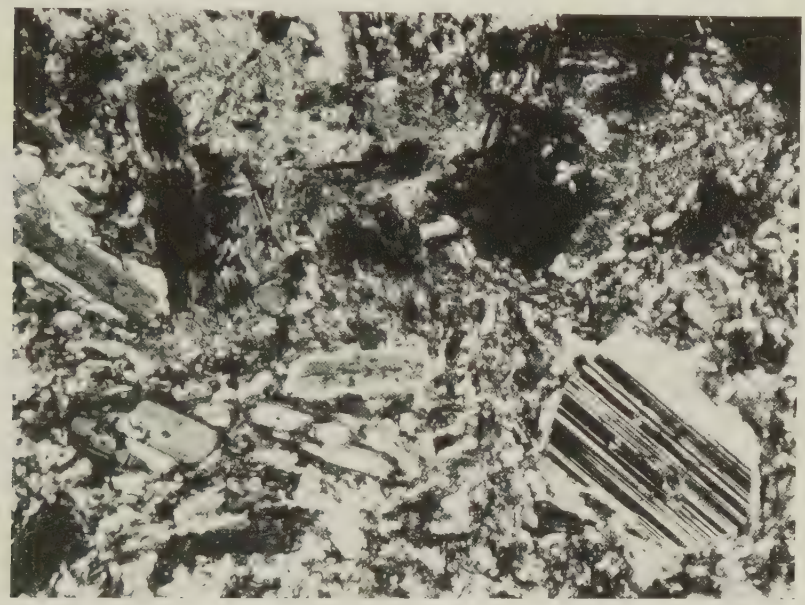


Abb. 8. Reichert »Me F«, × Nic., Vergr. 50:1. Dioritporphyrit aus Edelsreith. Oben der Rand eines Piliteinsprenglings mit dem typischen Biotitsaum. Daneben Plagioklas und Biotit.

sind relativ häufig. Als Einschlüsse finden sich vor allem Biotit, weit seltener dagegen Apatit.

Pilit tritt ungemein häufig auf. Kristallformen des Olivin sind nicht mehr erkennbar. Die verfilzte, tremolitische Hornblende zeigt eine Auslöschung von $n_\gamma/c = 17^0$. Die einzelnen Aggregate zeigen fast durchwegs einen Biotitsaum mit Erzausscheidungen in und um den Biotit, in Form kleiner Magnetitkörnchen (s. Abb. 3). Häufig findet sich auch neben dem Biotit Augit in relativ großen rundlichen Individuen.

Grundmasse: Plagioklas ist als Hauptbestandteil des Gesteines auch in der Grundmasse reichlich zu finden. Die Größe der einzelnen Individuen ist sehr verschieden, so daß sich Übergänge von Plagioklasen der Grundmasse zu Einsprenglingen finden. Die Individuen der Grundmasse erscheinen meist relativ frisch und zeigen oft

hypidiomorphe Formen. Als kristallographische Begrenzungsflächen findet man häufig (010), (001) und (110). Fast alle zeigen einen starken, aber verwischten Zonarbau. Scharf begrenzte Zonen sind kaum zu beobachten. Zwillinge nach dem Karlsbadergesetz wie Albitgesetz sind relativ häufig. Auch Doppelzwillinge nach diesen Gesetzen sind besonders bei etwas größeren Individuen nicht selten (s. Abb. 3).

Albit bildet neben Plagioklas den wichtigsten Bestandteil der Grundmasse. In größeren Individuen findet er sich kaum.

Biotit ist der Grundmasse in Form von oft relativ gut ausgebildeten, sechsseitigen Blättchen vertreten. Auch diese zeigen die verschiedenste Größe und oft Übergänge zu den einsprenglingsartig auftretenden Individuen.

Quarz ist nur in der Grundmasse vorhanden, aber auch hier nicht sehr häufig. Er findet sich in Form kleiner, runder, undulös auslöschender Körnchen.

Kalifeldspat tritt ebenfalls nur in der Grundmasse und auch hier relativ selten auf. Auch er ist nur verstreut in Form kleiner Körnchen zu finden.

Hornblende zeigt sich in der Grundmasse in Form winziger, blaßbräunlicher Nädelchen. Die Auslöschung beträgt rund 16°. Pleochroismus ist keiner zu beobachten.

Akzessorien: Apatit findet sich in der Grundmasse meist in Form von kurzen Säulchen. Vereinzelt ist er auch als Einschluß zu finden. Pyrit ist nur selten und meist in den Randpartien des Ganges. Titanit, Epidot und Chlorit sind sekundäre Bildungen.

Ergebnis der chemischen Analyse (Analytiker *W. Zwicker*):

	Gewicht %	Atomzahl × 10.000	Projektionswerte nach Köhler-Raaz	
SiO_2	61·18	10187		
Al_2O_3	16·97	3329	qz	17·5
TiO_2	0·69	86	F-fm	22·5
Fe_2O_3	0·74	93	F	52·5
FeO	4·28	596	fm	30
MnO	0·06	9		
MgO	2·76	685	Projektionswerte nach Niggli	
CaO	3·88	692		
BaO	0·02	1	al	34
Na_2O	3·63	1170	fm	29
K_2O	4·88	1036	c	14
P_2O_5	0·13	18	alk	23
S	0·09	28	si	210
H_2O+	0·51	—	k	0·46
H_2O-	0·33	—	mg	0·53
Summe	100·15%		Spez. Gew.	2·736

IV. Ein Hornblende-Granodioritporphyrit (Nadeldiorit) aus dem Pesenbachtal im Mühlviertel.

Im Pesenbachtal gegenüber dem Kerzenstein, zirka 50 m oberhalb der „Teufelsboding", sind mehrere, in einem sehenswerten Aufschluß, im Weinsberger Granit NW streichende Gänge dieses Gesteines im Bachbett sichtbar. Ihre Mächtigkeit schwankt von $1^1/_2$ m bis zu einigen Zentimetern. Der längste Gang ist zirka 20 m verfolgbar. Die Gänge sind gegen den Granit scharf begrenzt. In gleicher Richtung streichend sind auch einige kleinere aplitische Gänge zu beobachten.

Dieser Nadeldiorit wurde bisher noch nicht näher beschrieben.

Am Kontakt gegen den Granit wird er besonders dicht und zeigt oft einen grünlichgrauen Farbton, während der feinkörnige Haupttypus dunkelgrau ist und makroskopisch Einsprenglinge von dünnen, schwarzen Hornblendenädelchen in 3 bis 8 mm Länge, 1 bis 2 mm großen trüben Feldspateinsprenglingen und, speziell am Kontakt des Ganges, bis 2 mm großen Pyritkriställchen zeigt.

Mikroskopische Beobachtungen:

Unter dem Mikroskop findet man außer Hornblende und Plagioklas, welche die Hauptbestandteile des Gesteines bilden, Quarz und Tremolit. Apatit und Pyrit ist gleichfalls vereinzelt zu finden. Plagioklas ist als Einsprengling weit weniger häufig als die Hornblende. Die großen Einsprenglinge sind meist nahezu vollkommen zersetzt und nur die äußerste Hülle ist noch erhalten. Trotzdem erscheinen die großen Einsprenglinge meist kristallographisch vor allem von (010), (110) und $(1\bar{1}0)$ besser umgrenzt als die kleinen Individuen. Ein Zonarbau ist trotz des hohen Zersetzungsgrades noch zu beobachten.

Hornblende bildet neben Plagioklas den wesentlichsten Bestandteil des Gesteines und findet sich gleichfalls in Individuen von der verschiedensten Größe. Sie zeigt fast nur xenomorphe Formen und nur selten finden sich größere, hypidiomorph ausgebildete Individuen, welche, wie auch allgemein alle größeren Hornblenden, im Kern eine blaßbräunliche Hornblende einschließen, während alle anderen Hornblenden, mit Ausnahme des später getrennt beschriebenen Tremolits, grüne Farbtöne zeigen. Die makroskopisch erkennbaren Nädelchen, erscheinen unter dem Mikroskop als verbogene und zerrissene Leisten mit fleckenhaftem Pleochroismus (s. Abb. 4). Alle Hornblenden im Gestein sind durchwegs als relativ frisch zu bezeichnen.

Grüne Hornblende: Pleochroismus γ = sattgrün, α = grünlichgelb.

$$n_\gamma/c = 19{\cdot}5^0,\ 2\,V_\alpha = 84^0,\ \gamma - \alpha = 0{\cdot}025.$$

Braune Hornblende: Pleochroismus $\gamma =$ braun, $\alpha =$ blaßgelb.

$$n_\gamma/c = 18^0,\ 2\,V_\alpha = 86^0,\ \gamma - \alpha = 0{\cdot}026.$$

Die größeren Individuen zeigen vereinzelt angedeutete kristallographische Umrisse, wie (010) und (110) und eine zonare, oft fleckenhafte Auslöschung. Zwillinge nach (100) sind bei diesen Individuen nicht selten. Allgemein findet man nur wenig Einschlüsse, vereinzelt höchstens Biotit und noch seltener Zirkon.

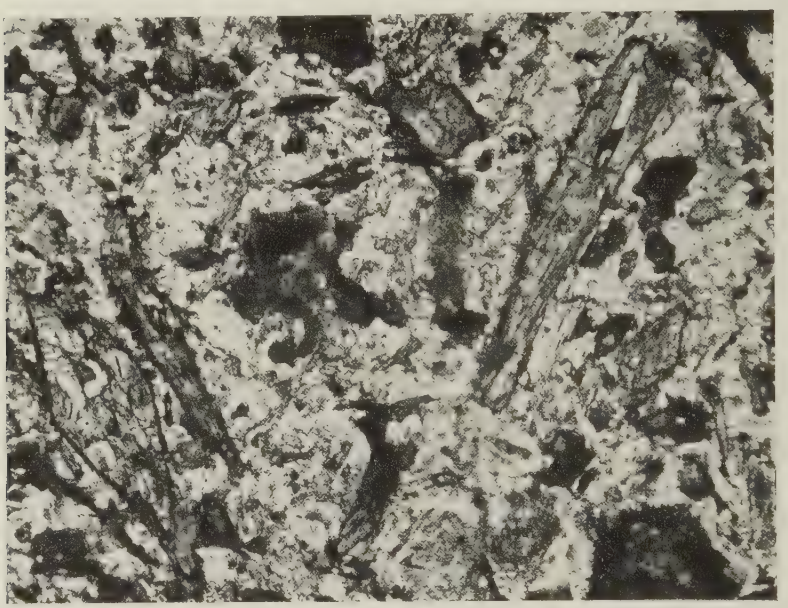


Abb. 4. Reichert »Me F«, × Nic., Vergr. 50:1. Nadeldiorit aus dem Pesenbachtal. Zwischen meist bereits etwas zersetzten Plagioklasen leistenförmige Hornblendeeinsprenglinge.

Tremolit findet sich als dritte Erscheinungsform der Hornblende in diesem Gestein. Meist bildet er pilitähnliche Aggregate, welche stets von grüner Hornblende umsäumt sind. Stellenweise ist deutlich am Rande der Aggregate an ein und demselben Individuum ein Übergang von grüner Hornblende in farblosen Tremolit zu beobachten. Häufig sind dazwischen Erzausscheidungen in Form kleiner Magnetitkörnchen.

$$n_\gamma/c = 13^0,\ 2\,V_\alpha = 88^0,\ \gamma - \alpha = 0{\cdot}029.$$

Grundmasse: Plagioklas bildet den wichtigsten Bestandteil der Grundmasse. In der Größe finden sich zu den einsprenglingsartig auftretenden Individuen alle Übergänge. Während sich bei den kleine-

ren Individuen meist nur im Kern der Beginn einer Zersetzung zeigt, ist diese bei größeren Individuen oft schon sehr fortgeschritten. Die Plagioklase der Grundmasse zeigen fast durchwegs xenomorphe Formen. Erst an größeren Individuen lassen sich kristallographische Begrenzungen eindeutig bestimmen. Ein Zonarbau ist meist zu beobachten, doch zeigen sich fast nie scharf begrenzte Zonen. An einigen noch gut erhaltenen mittelgroßen Individuen wurden U-Tisch-Messungen durchgeführt.

Kern $2\,V_\gamma = 85^0$, $\alpha\alpha' = 140^0$, $\gamma\gamma' = 71^0$, entspricht 64% An.
Hülle $2\,V_\gamma = 98^0$, $\gamma\gamma' = 22^0$, entspricht 26 bis 28% An.

An Zwillingsgesetzen herrscht das Karlsbadergesetz vor, doch sind auch Verzwillingungen nach dem Albitgesetz nicht selten. Die Albitlamellen sind allerdings fast nie gut ausgebildet und meist ineinander verzahnt, während die Karlsbaderzwillinge durchwegs eine Verwachsung //(010) zeigen. Verzwillingungen nach dem Periklingesetz sind selten.

Hornblende findet sich zum Unterschied von Plagioklas seltener als Bestandteil der Grundmasse, sondern tritt fast nur als Einsprengling auf. Vereinzelt sind kleine, zerrissene und immer xenomorphe Individuen von grüner Hornblende als Bestandteile der Grundmasse zu finden, doch zeigen sich immer wieder Übergänge zu den einsprenglingsartig auftretenden Individuen.

Ergebnis der chemischen Analyse (Analytiker *W. Zwicker*):

	Gewicht %	Atomzahl × 10.000	Projektionswerte nach Köhler-Raaz	
SiO_2	60·23	10028		
Al_2O_3	16·26	3190	qz	18·5
TiO_2	1·01	126	F-fm	11·5
Fe_2O_3	1·95	244	F	46·5
FeO	2·98	415	fm	35
MnO	0·07	10		
MgO	3·38	838	Projektionswerte nach Niggli	
CaO	5·50	981		
BaO	0·04	3	al	31·5
Na_2O	4·22	1361	fm	30
K_2O	2·77	588	c	19·5
P_2O_5	0·24	34	alk	19
S	0·06	19	si	198
CO_2	Sp	—	k	0·30
H_2O+	0·90	—	mg	0·66
H_2O-	0·64	—		
Summe	100·25%		Spez. Gew.	2·778

Quarz ist ein nicht häufiger Bestandteil. Meist findet er sich in Form kleiner, rundlicher Körnchen zwischen den Plagioklasen.

Akzessorien: Apatit ist meist nur in der Grundmasse, in Form kleiner Leistchen zu finden. Als Einschluß tritt er seltener auf.

Titanit, Chlorit und etwas Calcit treten verstreut als sekundäre Bildungen auf. Epidot und Pyrit finden sich vor allem am Kontakt des Ganges gegen den Granit. Epidot tritt besonders reich in Form winziger Körnchen und Leistchen, entlang desselben und nur selten verstreut in der Grundmasse auf. Ebenso Pyrit, welcher am Kontakt in 2 mm großen Individuen, welche teilweise Würfelflächen erkennen lassen, auftritt.

Chemischer Teil.

Neben den bereits gebrachten, von mir durchgeführten Analysen, seien hier zum Vergleich die wichtigsten Ganggesteinsanalysen aus dem Gebiete des Waldviertels angeführt. Einige unrichtige Analysen, oder solche von sichtlich unfrischen Gesteinen, wurden ausgelassen. In diesem Zusammenhang sei auf die Arbeit von *A. Köhler* und *A. Marchet* (9) über die moldanubischen Gesteine des Waldviertels verwiesen, welche einen ausführlichen Beitrag zum Chemismus dieser Gesteine beinhaltet. Hier seien vor allem die Analysenergebnisse an Hand der Projektionsmethode von *A. Köhler* und *F. Raaz* (10) untereinander verglichen und einzeln diskutiert (Abb. 5).

Der besseren Übersicht halber, wird anschließend an die Projektion, in einer kurzen Aufstellung der hier angeführten und projizierten Analysen, für das jeweilige Gestein Fundort, Struktur und spezifisches Gewicht, so weit es die Literatur gestattet, angegeben. Ferner wird der Name des Analytikers und die Originalarbeit angeführt. Die jedem Gestein vorangesetzte Nummer scheint auch in der Projektion und der Diskussion der Analysen auf.

Zu Vergleichszwecken werden ferner in die Projektion, innerhalb besonderer Kurven, die wichtigsten Analysen von Tiefengesteinen aus dem Waldviertel aufgenommen.

Analysen der Ganggesteine (punktierte Kurve):

1. Gabbro-Dioritporphyrit aus Wieselburg an der Erlauf (Anal. *W. Zwicker*).

2. Syenitporphyr von der Straße Marbach an der Donau—Hilmanger (Anal. *W. Zwicker*).

3. Dioritporphyrit aus Edelsreith (Anal. *W. Zwicker*).

4. Hornblende-Granodioritporphyrit (Nadeldiorit) aus dem Pesenbachtal (Anal. *W. Zwicker*).

5. Glimmer-Quarzsyenitporphyr, Steinbruch Loja bei Persenbeug. Porphyrische Struktur. Spez.-Gew.: 2·645 (Anal. *A. Köhler*). „Zur Kenntnis der Ganggesteine im niederösterreichischen Waldviertel.“ T. M. P. M. *39* (1928), 151.

6. Glimmer-Quarzsyenitporphyr (Granophyr), westlich Marbach an der Donau. Porphyrische Struktur. Spez.-Gew.: 2·622. (Anal. *O. Hackl*). *H. Limbrock:* „Geologische Beobachtungen im südlichen Teil der böhmischen Masse zwischen Marbach und Sarmingstein an der Donau." J. G. B. 75 (1925), 138.

7. Granitporphyr, granodioritisch (Glimmerdioritporphyrit), Steinbruch Loja bei Persenbeug. Porphyrische Struktur, Spez.-Gew.: 2·710 (Anal. *A. Köhler*) l. c. wie bei 5. S. 157.

8. Granitporphyr, granodioritisch (Glimmerdioritporphyr), Fundort und Struktur wie 7 (Anal. *O. Hackl*). *H. Limbrock*, l. c. wie bei 6. S. 138.

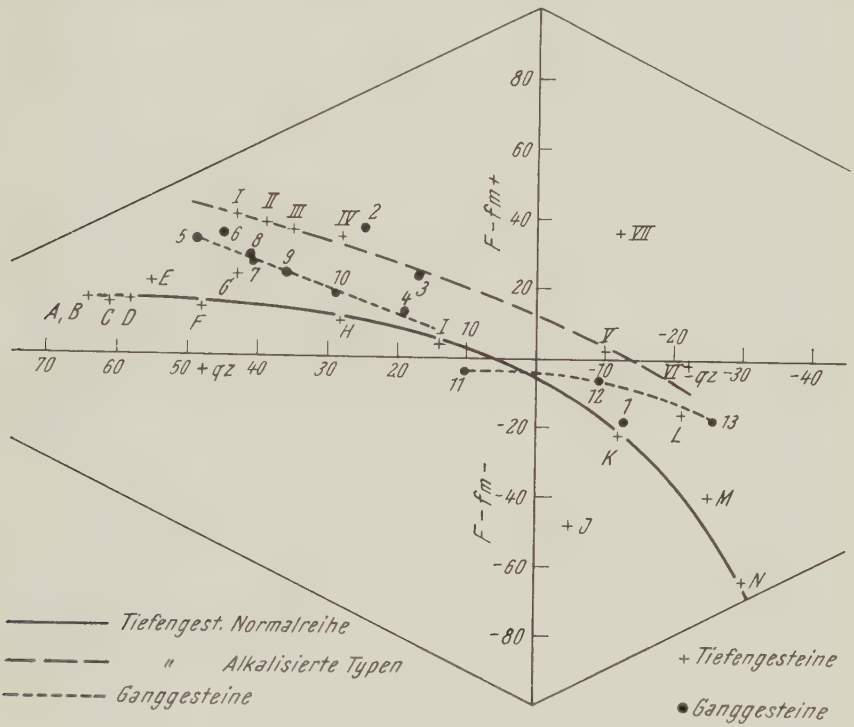


Abb. 5. Projektion der Analysen.

9. Granitporphyr, granodioritisch (syenitporphyrartiger Glimmerdioritporphyrit). Reith. Porphyrische Struktur, Spez.-Gew.: 2·707 (Anal. *A. Köhler*) l. c. wie bei 5, S. 118.

10. Syenitporphyr (Dioritporphyrit), Groß-Mitterberg N. Weg nach Altenmarkt. Porphyrische Struktur (Anal. *O. Hackl*). *H. Limbrock*, l. c. wie bei 6. Siehe auch *A. Köhler*, l. c. wie bei 5, S. 183.

11. Pilitkersantit, Steinbruch Loja bei Persenbeug. Dunkelgrau, hypidiomorph feinkörnig, Spez.-Gew.: 2·79 (Anal. *A. Köhler*), l. c. wie bei 5, S. 159.

12. Pilitkersantit, oberhalb Steinbruch Loja. Porphyrische Struktur, etwas heller als 11 (Anal. *W. Freh*). *A. Köhler* und *W. Freh:* „Geologisch-petrographische Untersuchungen an Erstarrungsgesteinen des niederösterreichischen Waldviertels und seiner Randgebiete." III. Bericht. Anz., 1934, Nr. 1.

13. Kersantit, Granulitbruch bei Egging, dunkler und grobkörniger als 11 und 12. Porphyrische Struktur (Anal. *M. v. Hegedüs*). *M. v. Hegedüs* und *A. Köhler*, „Zwei neue Analysen von Waldviertelgesteinen." V. G. B. 1938, S. 165.

Analysen von moldanubischen Tiefengesteinen:

Normalreihe (ausgezogene Kurve):

A.- und B-Eisgarner Granite, C.-Granit Falkendorf, D.-Granit Schärding, E.-Granit Mauthausen, F.-Granodiorit Maria Schnee, G.-Granit Weinsberg, H.-Quarzdiorit Gebharts, I.-Opdalit Dornach, J.-Norit Artholz, K.-Gabbro Nonndorf, L.-biotitreicher Norit Kl. Zwettl, M.-Olivingabbro Kottes, N.-Pyropolivinfels (Serpentin) Kl. Pöchlarn.

Alkalisierte Typen (strichlierte Kurve):

I.-Granit(gneis) Thürneustift, II.-Detto Wolfshof, III.- IV.- und V.-Mischgesteine Landshaag, VI.- Mischgestein Echsenbach, VII.-Syenit(gneis) Krems.

Vergleichsanalysen:

Analysenwerte in Gewichtsprozenten									
Analys. Nr.	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO_2	70·40	69·62	66·39	66·40	64·95	62·94	58·41	57·81	52·22
TiO_2	0·26	0·24	0·42	0·85	0·84	0·85	1·08	0·89	1·06
Al_2O_3	14·36	14·54	15·41	15·53	15·92	15·58	15·24	14·20	15·33
Fe_2O_3	0·90	0·96	0·84	1·04	0·98	1·04	1·04	2·49	2·43
FeO	1·99	1·31	2·65	2·38	3·15	3·83	4·70	5·01	5·29
MnO	0·04	—	0·05	—	0·06	—	0·10	0·14	0·07
MgO	0·23	0·49	1·46	1·38	1·92	2·56	5·88	5·05	8·99
CaO	1·26	1·62	2·62	2·46	3·07	3·44	4·85	5·03	6·08
BaO	0·17	—	0·09	—	0·18	—	0·09	—	0·20
Na_2O	3·82	4·12	3·59	3·55	3·33	3·29	2·65	3·50	3·56
K_2O	6·32	6·29	5·25	5·39	5·09	5·05	4·45	5·13	3·75
H_2O	0·39	0·64	0·90	0·64	0·57	0·60	1·29	0·55	1·21
P_2O_5	0·03	0·11	0·17	0·13	0·09	0·23	0·37	0·36	0·02
CO_2	0·16	0·36	—	1·00	—	0·86	—	—	—
S	Sp.	0·41	0·03	Sp.	0·04	0·06	0·07	0·07	0·07
Projektionswerte nach Köhler-Raaz									
qz	49	45	41	41	36	29	10	−9	−25
F-fm	33	35	27	29	24	19	−4	−7	−17
F	42	45	43	44	44	45	43	42	29
fm	9	10	16	15	20	26	47	49	46
Projektionswerte nach Niggli									
al	41·5	41	38	39	36·5	34	27	24·5	22
fm	13·5	12	21·5	20·5	24·5	29	41	40·5	48
c	7	8·5	12	11	13·5	13·5	15·5	15·5	16
alk	38	38·5	28·5	29·5	25·5	23·5	16·5	19·5	14
si	346	333	278	282	254	222	176	169	127
k	0·52	0·50	0·49	0·50	0·50	0·50	0·53	0·49	0·41
mg	0·13	0·29	0·43	0·43	0·46	0·49	0·65	0·55	0·68

Wie die Projektion sofort erkennen läßt, zeichnen sich die quarzsyenitischen und granodioritischen Ganggesteine des Waldviertels durchwegs durch höheren Alkaligehalt gegenüber den Graniten des Waldviertels aus, obwohl schon diese einen bemerkenswerten und für unser Gebiet charakteristischen hohen Alkaligehalt gegenüber den normalgranitischen Gesteinen zeigen. Es ist dies eine bezeichnende Eigenschaft der Provinz. Dabei kann aber keineswegs von einer Alkaliprovinz gesprochen werden, sondern nur von einer gewissen Annäherung, wie schon *A. Köhler (8)* bemerkt hat.

Die beiden, als Ergänzung zu den bisherigen Kenntnissen untersuchten Ganggesteine von Edelsreith und der Straße Marbach—Hilmanger, zeigen in der Projektion ein noch höheres Hinaufrücken gegen den F-Pol. Das Gestein von Edelsreith (Anal. 3) ist durch den geringen Gehalt an freier SiO_2 und durch vorherrschen von Plagioklas (hoher An-Gehalt) sowie durch die Führung von Augit, Biotit und Pilit noch basischer als der Dioritporphyrit von Groß-Mitterberg (Anal. 10). Man muß es daher zu den Dioritporphyriten stellen, wobei der hohe Alkaligehalt allerdings eine starke Abweichung hervorruft, so daß das Gestein fast in die gesonderte Reihe: Granitgneis Thürneustift, Wolfshof und die sauren Mischgesteinstypen von Landshaag fällt. Man kann daher mit einigem Recht auf eine Alkalisierung der ursprünglichen Schmelzmasse schließen. Die für die Ganggesteine charakteristischen Pilite, die an Stelle der nur sehr selten erhaltenen Olivine auftreten, und gleichfalls Anzeichen einer späteren Alkalizufuhr — neugebildeter Biotit — der Albitgehalt in dem Gestein von Edelsreith — die Biotitisierung der Hornblende (s. d. Gestein aus Wieselburg), sprechen ebenfalls klar dafür.

Der Syenitporphyr von Marbach an der Donau (Anal. 2), dessen Projektionspunkt noch höher liegt, zeigt dies in noch verstärkterem Ausmaß. Mit der Position des Projektionspunktes steht der Mineralgehalt gut im Einklang. Er stimmt im qz-Wert mit dem Syenitporphyr aus Groß-Mitterberg recht gut überein, zeigt aber gegenüber letzterem ein ganz wesentlich kleineres fm. Dementsprechend rückt er auch in der Projektion gegen den F-Pol zu ab. Der Gabbro-Dioritporphyrit von Wieselburg zeigt einen vollkommen anderen Chemismus (Anal. 1). Bedingt durch seinen niederen SiO_2-Wert und ein hohes fm, fällt er in der Projektion in das Gabbrofeld, was auch seinem Mineralgehalt durchaus entspricht. Sein Projektionspunkt liegt etwas über der normalen Tiefengesteinskurve, was durch seinen Biotitgehalt leicht erklärt werden kann. Betrachtet man in der Arbeit von *A. Köhler* und *F. Raaz* (10) die Projektion der Tiefengesteine (s. S. 258), so zeigt sich, daß unser Gestein gerade an der Grenze der Diorite und Gabbros zu liegen kommt. Der Name Gabbro-Diorit-

porphyrit rechtfertigt sich daher auch nach der Projektion vollkommen.

Das Gestein aus dem Pesenbachtal (Anal. 4) nähert sich der Normalkurve bei den Quarzdioriten, liegt aber als Ganggestein etwas höher gegen F, entsprechend der allgemeinen Eigenschaft der moldanubischen Ganggesteine.

Vergleichsanalysen:

Die beiden Glimmer-Quarzsyenitporphyre (Anal. 5 und 6) zeigen im Chemismus große Ähnlichkeit. Sie besitzen im Vergleich mit den Graniten des Waldviertels eine ähnliche Zusammensetzung wie die sauersten Granite, von denen sie sich durch einen etwas geringeren SiO_2-Wert, bei einem höheren Alkaligehalt unterscheiden. Sie können daher nicht als Granitporphyre bezeichnet, sondern müssen als leukokrateste Vertreter der Quarzsyenitporphyre angesehen werden.

Während die folgenden Gesteine (Anal. 7, 8 und 9) nur Übergangstypen von Granitporphyren zu den richtigen Syenitporphyren darstellen, kommt der basischeste Typ (Anal. 10), den Syenitporphyren in seiner Zusammensetzung sehr nahe. In *A. Köhlers* und *A. Marchets* Arbeit (9) wird daher letzterer als Syenitporphyr angesprochen, während die anderen Typen, welche in der früheren Literatur als Dioritporphyrite bezeichnet wurden, schon wegen der k-Zahl, welche gegen eine Verwandtschaft mit dioritischen Gesteinen spricht, während sich die sauersten Glieder in ihrer Zusammensetzung dem Chemismus des Weinsberger Granites nähern, als Granitporphyre bezeichnet werden. Der Zusatz „granodioritisch" weist auf Plagioklaseinsprenglinge hin, welche aber, wie ersichtlich, im Chemismus keine ausschlaggebende Bedeutung besitzen. Gegenüber den Graniten des Waldviertels zeigen sie, wie bereits erwähnt, einen etwas höheren Alkaligehalt. Diese Differenz wird um so geringer, je höher das fm des betreffenden Gesteines. So kommt der femischeste Typ (Anal. 10) der Tiefengesteinskurve bereits relativ nahe.

Wie die Projektion der drei Kersantitanalysen (Anal. 11, 12 und 13) zeigt, weichen diese im Chemismus relativ stark voneinander ab. Die Ähnlichkeit im fm der Analyse 11 und 12 kommt durch ihre Differenz im Al- und Alkaligehalt in der Projektion nicht zum Ausdruck, während in Analyse 13 der SiO_2-Wert wesentlich tiefer liegt als bei 11 und 12.

Im Vergleich zu *Trögers* Beispiel für Kersantite, sind die obigen saurer. Nur der Typ 13 entspricht, bei einem allerdings etwas zu niederen qz, diesem einigermaßen. Bessere Übereinstimmung zeigen sie dagegen mit *Trögers* Beispiel für Minetten. Es wäre aber zweifellos verfehlt, aus diesen Gründen die Waldviertelkersantite allgemein

in Minetten umbenennen zu wollen, spricht doch schon der hohe Plagioklasgehalt dagegen.

Literatur.

1. *Gerhart, H.*, Verh. d. geol. B. A. 1911, 109—111 und 1913, 53. — 2. *Graber, H. V.*, Anz. Akad. Wien, m.-n. Kl. *65* (1928). — 3. *Graber, H. V.*, Ebenda, *66* (1929), 123—126 und 251—253. — 4. *Graber, H. V.*, Ebenda, *67* (1930), 187—188 und *68* (1931), 47—49 und 234—247. — 5. *Hackl, O.*, und *L. Waldmann*, Jb. d. Geol. B. A. *85* (1935), 259—285. — 6. *Hegedüs, M.*, und *A. Köhler*, Verh. d. Geol. B. A. 1938, 162—166. — 7. *Köhler, A.*, und *A. Marchet*, T. M. P. M. *37* (1926), 101—102. — 8. *Köhler, A.*, T. M. P. M. *39* (1928), 125—203. — 9. *Köhler, A.*, und *A. Marchet*, Fortschr. d. Min. Krist. u. Petrogr. 25 (1941), 253—366. — 10. *Köhler, A.*, und *F. Raaz*, Neues Jb. Min. Mh. *11* (1951), 247. — 11. *Limbrock, H.*, Jb. d. Geol. B. A. *75* (1925), 129—180. — 12. *Riedel, J.*, T. M. P. M. *40* (1930), 235—293. — 13. *Schadler, J.*, Verh. d. Geol. B. A. 1936, 79—81; 1937, 70—73; 1938, 64—66 und 1939, 75—76. — 14. *Waldmann, L.*, T. M. P. M. *45* (1934), 91. — 15. *Waldmann, L.*, Zentralblatt Min. Abt. A. 1933, 73—75. — 16. *Waldmann, L.*, in Geologie von Österreich von *F. X. Schaffer*, Fr. Deuticke, Wien 1951, 10—104.

Aus dem Mineralogischen Institut der Universität Wien.

Über die Kristallstruktur des Julienit, $Na_2Co(NCS)_4 \cdot 8\,H_2O$.

Von

Anton Preisinger.

Mit 4 Textabbildungen.

(Eingelangt am 31. August 1953.)

Einleitung.

Der *Julienit* wurde von *A. Schoep* (1928) zum ersten Male beschrieben. Er kommt in Chamibumba, Katanga (Belgisch-Kongo) vor. 1935 wurde er von *A. Schoep* und *V. Billiet* optisch und röntgenographisch untersucht; dabei wurde festgestellt, daß er mit dem synthetischen Produkt $Na_2Co(NCS)_4 \cdot 8\,H_2O$ identisch ist. Die Struktur wurde in einer kurzen Notiz von *A. Preisinger* (1952) im Anzeiger der Österreichischen Akademie der Wissenschaften veröffentlicht.

Eigenschaften.

Die Darstellung von $Na_2Co(NCS)_4 \cdot 8\,H_2O$ erfolgte aus Natriumkobalt-(III)-nitrit durch Digerieren mit wässeriger Natriumhodanidlösung (*R. Cohn,* 1901). Die Kristalle scheiden sich beim Einengen aus der wässerigen Lösung als tiefblaue, seidenglänzende, zentimeterlange Nadeln ab. Sie sind in Wasser leicht löslich, wobei die Lösung eine rosa Farbe annimmt. Sie gehören der tetragonalen Symmetrie an und sind optisch positiv. Die Brechungsquotienten sind: $\varepsilon = 1{\cdot}645$ und $\omega = 1{\cdot}556$, die Dichte $\rho = 1{\cdot}648$.

Röntgenographische Daten.

Die von *Schoep* und *Billiet* (1935) angegebenen Gitterkonstanten, $a = 9{\cdot}22$ Å und $c = 5{\cdot}56$ Å, $n = 1$ wurden von mir richtiggestellt; und zwar mit $a = 19{\cdot}00 \pm 0{\cdot}05$ Å und $c = 5{\cdot}47 \pm 0{\cdot}02$ Å $n = 4$.

Es wurden Pulveraufnahmen mit Cr-, Drehkristallaufnahmen um [001] mit Fe- und Cu- sowie Weißenbergaufnahmen der 0. und 1. Schichtlinie um [001] mit Cu-Strahlung gemacht. Für die (hkl)-Reflexe wurden folgende Auslöschungen festgestellt: (hk0) nur mit

h + k = 2 n und (0kl) nur mit k + l = 2 n. Daraus würde als charakteristische Raumgruppe C_{4h}^4—P $4_2/n$ folgen. Für die Strukturrechnung wurde jedoch die Raumgruppe S_4^1—P 4 zugrunde gelegt. Diese Annahme wird in der Strukturherleitung begründet. Die Intensitäten wurden zum Teil photometriert und zum Teil visuell geschätzt.

Strukturelle Grundlagen.

In der Raumgruppe S_4^1 -P4 existieren folgende Punktlagen (Internationale Tabellen):

1:(a) 000, (b) $00^1/_2$, (c) $^1/_2\ ^1/_2\ 0$, (d) $^1/_2\ ^1/_2\ ^1/_2$,
2:(e) 00z; $00\bar{z}$, (f) $^1/_2\ ^1/_2\ z; ^1/_2\ ^1/_2\ \underline{z}$, (g) $0\ ^1/_2\ z; ^1/_2\ 0\ z$,
4:(h) xyz; $\bar{x}\bar{y}z$; $y\bar{x}\bar{z}$; $\bar{y}xz$.

Aus den F^2-Werten der (hk0) wurde eine vereinfachte Pattersonanalyse gemacht (Abb. 1).

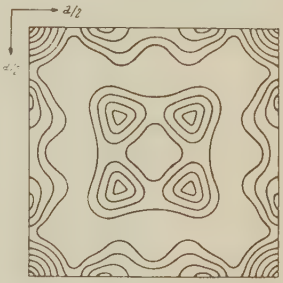


Abb. 1. Pattersonprojektion auf die Fläche 001.

Strukturherleitung.

In Anbetracht dessen, daß die Verbindung faserig ausgebildet, die c-Achse nur 5·47 Å, die NCS-Gruppe aus Gründen der Elektronenzahl und nach den vorliegenden Strukturbestimmungen (z. B. Lit. 6 und 7), linear gebaut ist und der N—S-Abstand auf ungefähr 3 Å anzusetzen ist, kann nur eine $Co(NCS)_4$-Gruppe in der c-Richtung liegen. Da die Isorhodanidgruppen aus räumlichen Gründen um das Co nur tetraedrisch angeordnet sein können, mußte an Stelle der aus der Auslöschung folgenden Raumgruppe C_{4h}^4, die niedrigere Raumgruppe S_4^1 gesetzt werden. Die Verdrehung der $Co(NCS)_4$-Tetraeder läßt sich aus der Pattersonprojektion bestimmen. Das Co liegt demnach auf den Punktlagen (a), (c) und (g), die NCS-Gruppe auf (h). Für das Na und die H_2O-Moleküle gibt es nun zwei Möglichkeiten: Entweder ist das Na von 4 H_2O-Molekülen und 2 NCS-Gruppen oder von 6 H_2O-Molekülen allein umgeben. Die erste Annahme läßt sich aus Intensitätsgründen ausschalten. Im zweiten Falle kann die Koordinationsverteilung nur so sein, wie aus dem Verhältnis von Na : H_2O = 1 : 4 hervorgeht, daß 2 H_2O einem Na und 4 H_2O gleichzeitig 2 Na angehören. Dies entspricht einer $[Na(H_2O)_4]$-Kette, die natürlich nur in der c-Richtung liegen kann (s. Abb. 2). Aus Koordinations- und Abstandsgründen zwischen den Komplexen $[Co(NCS)_4]$ und $[Na_2(H_2O)_8]$ und in Übereinstimmung mit den Auslöschungen wurden folgende Parameter angenommen:

Co	1a): 000;	1c): ½ ½ 0 und	2g): 0 ½ ½				
S_I	4h): 0·023	0·174	0·650	S_{II}	4h): 0·023	0·326	0·150
S_{III}	4h): 0·477	0·326	0·650	S_{IV}	4h): 0·477	0·174	0·150
C_I	4h): 0·017	0·130	0·400	C_{II}	4h): 0·017	0·370	0·900
C_{III}	4h): 0·483	0·370	0·400	C_{IV}	4h): 0·483	0·130	0·900
N_I	4h): 0·012	0·094	0·212	N_{II}	4h): 0·012	0·406	0·712
N_{III}	4h): 0·488	0·406	0·212	N_{IV}	4h): 0·488	0·094	0·712
Na_I	4h): 0·250	0·185	0·400	Na_{II}	4h): 0·250	0·315	0·900
$H_2O_I^*$	4h): 0·160	0·131	0·150	$H_2O_{II}^*$	4h): 0·160	0·369	0·650
H_2O_{III}	4h): 0·340	0·369	0·150	H_2O_{IV}	4h): 0·340	0·131	0·650
H_2O_I	4h): 0·176	0·217	0·750	H_2O_{II}	4h): 0·176	0·283	0·250
H_2O_{III}	4h): 0·324	0·217	0·053	H_2O_{IV}	4h): 0·324	0·283	0·553

Die mit diesen Parametern gerechneten Intensitäten ergeben eine gute Übereinstimmung mit den beobachteten (Abb. 3).

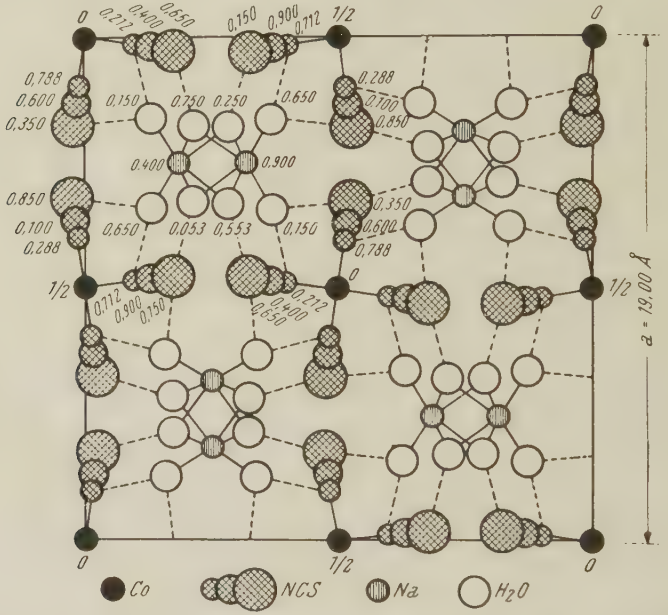


Abb. 2. Projektion von $Na_2Co(NCS)_4 \cdot 8\,H_2O$ auf die Fläche 001. Höhen in Bruchteilen von c. Koordinationen sind eingezeichnet.

Diskussion der Struktur.

Das Co ist tetraedrisch von 4 NCS-Gruppen umgeben. Co-N besitzt einen Abstand von 2·15 Å. Dieser ist gleich mit dem von *G. S. Zhdanov* und *Z. V. Zvonkova* (1950) im $K_2Co(NCS)_4 \cdot 4\,H_2O$ gefundenen. Die NCS-Gruppe ist linear und besitzt einen N—S-Abstand von 2·86 Å (Abb. 4). Dieser ist ähnlich dem in NH_4SCN (2·83 Å,

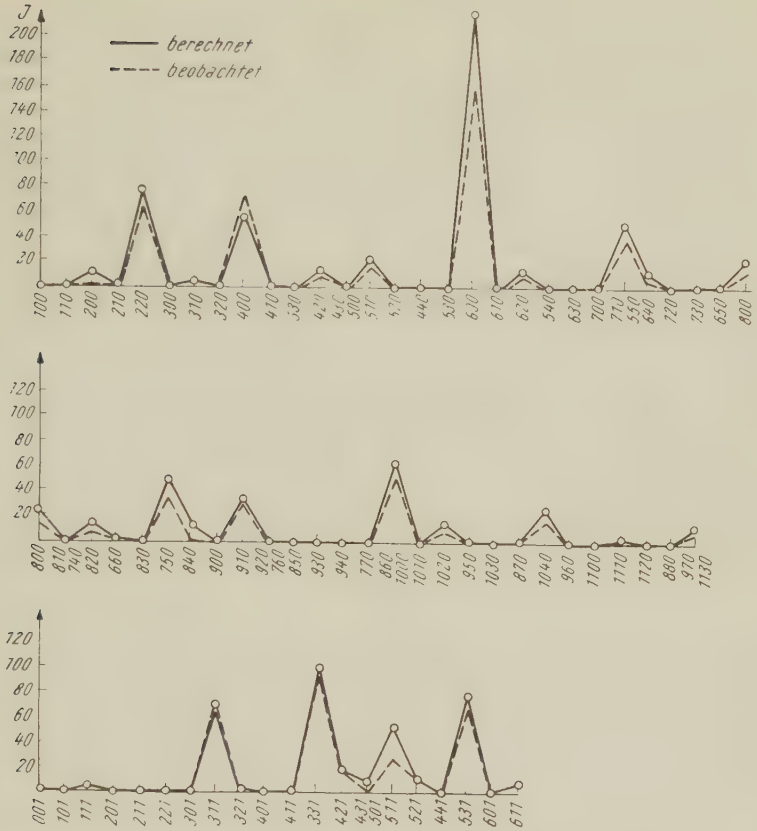


Abb. 3. Vergleich der beobachteten und berechneten Intensitäten.

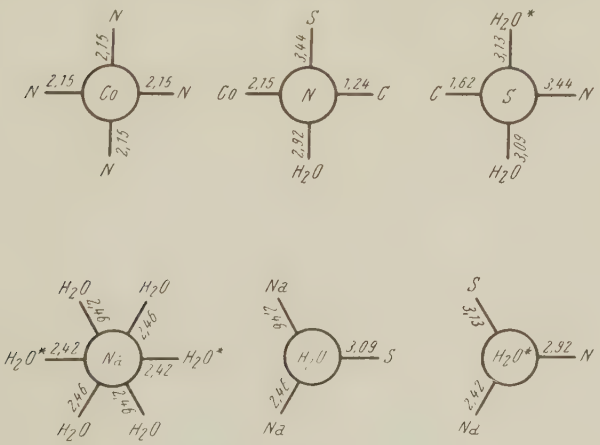


Abb. 4. Abstände in Å.

Z. V. Zvonkova und *G. S. Zhdanov*, 1949). Die NCS-Gruppen sind in der c-Richtung durch Nebenvalenzkräfte zwischen dem S der einen NCS-Gruppe und dem N der anderen Gruppe verbunden. Dadurch ergibt sich eine durchlaufende $[Co(NCS)_4]$-Kette. Die Na sind oktaederähnlich von 6 H_2O umgeben; und zwar so, daß 4 H_2O je 2 Na und 2 H_2O je 1 Na angehören. Daraus resultiert, wie schon vorher erwähnt, eine $[Na(H_2O)_4]$-Kette. Die Na-H_2O-Abstände betragen 2·42 Å bzw. 2·46 Å. Diese sind von derselben Größe wie in vielen anderen Na-Salzhydraten. Diese beiden Kettenanordnungen werden durch H-Brücken zusammengehalten. Dem H_2O, das an 2 Na gebunden ist, gehört 1 S im engen Abstand (3·09 Å) und dem H_2O^*, das nur an 1 Na gebunden ist, 1 S und 1 N im engen Abstand an. Hier beträgt der Abstand S—H_2O 3·13 Å und der Abstand N—H_2O^* 2·92 Å. Ähnliche S—H_2O-Abstände wurden im Schlippeschen Salz (*Grund* und *Preisinger*, 1950) gefunden. Die eben geschilderte Anordnung steht mit der Morphologie der Kristalle im besten Einklang. Die Formel lautet daher der Struktur entsprechend:

$$^{1}_{\infty}[Na\,^{[6]}_{2}(H_2O)_8]\;^{1}_{\infty}[Co^{[4]}(NCS)_4]\text{te}$$

Literatur.

1. Cohn, R. (1901), Dissertation, Berlin, s. Gmelins Handbuch der anorg. Chemie, 1928. — 2. *Grund, A.*, und *A. Preisinger* (1950), Acta Cryst. 3, 363. — 3. *Preisinger, A.* (1952), Anz. Akad. Wiss. Wien, 89, Nr. 13. — 4. *Schoep, A.* (1928), Natuurwetensch. Tijdschrift Nr. 2, 58. — 5. *Schoep, A.*, und *V. Billiet* (1935), Z. Krist. 91, 229. — 6. *Zhdanov, G. S.*, und *Z. V. Zvonkova* (1950), Chem. Abstr. 45, 6001 e. — 7. *Zvonkova, Z. V.*, und *G. S. Zhdanov* (1949), Chem. Abstr. 44, 2818 f.

Literatur: Neue Bücher.

Geologie der Schweizer Alpen. Von *J. Cadisch*, unter Mitarbeit von *E. Niggli*. Zweite Auflage. 479 S. Basel: Wepf & Co. 1953. Geb. sfr. 42.30.

In diesem Referat ist besonders auf die für die Petrologie wichtigen Abschnitte Bedacht genommen.

Die 1934 erschienene erste Auflage war bald vergriffen. In der vorliegenden umgearbeiteten Neuauflage hat *Cadisch* die Bearbeitung der Eruptivgesteine und der Metamorphite *E. Niggli* übertragen. Die Darstellung des gewaltigen und vielgestaltlichen Stoffes gliedert sich in drei Teile, die so abgefaßt sind, daß sie für sich ein abgeschlossenes Ganzes bilden. Der nur 20 Seiten umfassende erste Teil „Einführung und Allgemeines" bringt einen kurzen ganz allgemeinen Überblick über die Tektonik und die Gebirgsbildung, bei der besonders die Theorien über die Gebirgsbildung sehr übersichtlich behandelt sind. *Wegeners* Theorie über die Bildung der Kontinente, *Hammans* Oszillationstheorie, *van Bemmelens* Undationstheorie, die beiden verschiedenen alpingeologischen Auffassungen von Argand *(Faltung)* und *Ampferer* (Unterströmung), die Ansichten *Stilles* und *Bubnoffs*, aber auch *Kobers* Neokontraktionstheorie und die zusammenfassende Theorie *Rittmanns* werden gebracht. Es folgt ein kurzer Überblick über den Bauplan der Schweizer Alpen mit einer tabellarischen Zusammenfassung.

Der zweite Teil, der umfangreichste des Buches, trägt den Titel „Das Baumaterial der Schweizer Alpen". Bei den *Eruptivgesteinen* geht *Niggli* von den Gesteinsprovinzen aus und unterscheidet 1. prätriadische und 2. meso- und neozoische Eruptiva. Zu den ersteren gehören die Magmatite der Zentralmassive und der helvetischen Zone, Montblanc, Aeguille rouge, die Magmatite des Aar- und des Gotthard-Massivs und solche im Verrukano der helvetischen Zone. Von diesen werden die alten Eruptiva in den unteren und mittleren penninischen Decken, die oberpermischen und unterostalpinen Decken und die im Mittel- und Oberostalpin und schließlich die der Südalpen abgetrennt. Über die Entstehung dieser Gesteine äußert sich *Niggli* vorsichtig und bringt auch die von der Differentiationstheorie abweichenden Ansichten bis zu denen des Ehepaares *Holmes-Reynolds*. Zu den jungen alpinen Magmatiten im Sinne von *Stille* gehören die Ophiolithe, das Bergeller-Massiv und sieben kleinere Vorkommen. Alle Ansichten über die Entstehung dieser Gesteine sind gebracht und auf die ostalpinen Verhältnisse verwiesen. Bei den *Metamorphiten* treten die Ansichten *P. Nigglis* durchaus in den Vordergrund, *Beckes* Namen wird eben nur genannt, während die Piezokristallisation *Weinschenks*, vor allem gestützt auf *P. Walters* Arbeit über die Ivrea-Zone, Beachtung findet. Ausführlich sind einige Serien altmetamorpher Gesteine behandelt (Zentralmassive, Aar-, Gotthard-Massiv). Bei der Entwicklung des Namens Casannaschiefer, der sehr verschieden angewendet wird, ist darauf hingewiesen, daß *Staub* neuerdings auch Orthogesteine zu ihnen stellt. Bei den Zentralmassiven wird auf die Bedeutung von *Wenks* Gefügeregelungsuntersuchungen hingewiesen. Stärkere stoffliche Veränderungen bei der alpidischen Metamorphose im Sinne von *Bearth*, *Cornelius-Clar*, *Exner*, *Huttenlocher* werden für die Zentralmassive und die ostalpinen Decken abgelehnt, für das Penninikum nur in recht geringem Ausmaße angenommen. Sehr wenig wird über Migmatite gesprochen, deren Bildung mit denen der Injektionsmetamorphose zur Kontaktmetamorphose gestellt werden. Kluftmineralbildung ist im Sinne von *Koenigsbergers* Lateralsekretionstheorie in Verbindung mit *Hubers* gleichzeitiger Imprägnation gebracht, aber mit *Weinschenks* und des Referenten abweichender Ansicht koordiniert.

Cadisch kommt bei der Behandlung der sedimentären Bildungen von der Entstehung der Geosynklinalen, der Sedimentationszyklen *Argans*, der Beziehung der Klimazonen zur Sedimentation zur ersten *Schichtreihe*, der helvetischen, die gleich den folgenden vom Paläozoikum bis zum Oligocän verfolgt werden. Seite 133 ist eine wahrscheinliche Abfolge tektonischer und lithogenetischer Vorgänge im Paläozoikum gegeben. Vom Lias wird die Schichtenfolge des Ferdenrothornes im Lötschental und die der Glarneralpen tabellarisch dargestellt, ebenso der Dogger der Glarner Alpen und der ultrahelvetische Malm. Nach einer übersichtlichen Gliederung der Faziengebiete der Kreide folgt eine kurze Darlegung des Flyschbegriffes, und auf eine tabellarische Übersicht über das Alttertiär der Wildhorndecke folgt eine Besprechung des cozänen Taveyannazsandsteines mit seinen mannigfaltigen Komponenten aus Vulkaniten, Plutoniten und Sedimentgesteinen. Dann folgen großangelegte tabellarische Übersichten über das Mesozoikum und das Alttertiär. Eingehend wird im Abschnitt der Oberkreide und Tertiär der Wildflysch behandelt und eine Definition gegeben, auch der Vorarlberger Flysch ist tabellarisch dargestellt, und die noch ungeklärte Herkunft des sedimentierten Fremdmateriales diskutiert.

Penninische und unterostalpine Schichtreihen wurden zu einer größeren Einheit zusammengefaßt. Zuerst werden die unter- und mittelpenninischen Decken im Wallis, Tessin und Graubünden behandelt, wobei sich ein eigener Abschnitt mit der Petrographie der *Rauhwacke* befaßt, dann wird über die Bündnerschiefer (Schistes lustrées) und ihre unklare Altersstellung gesprochen. Das obere Penninikum der Walliser Alpen mit der Niesendecke, die Schichtfolge der Klippendecke (Überblick nach *Jeannet*), die der Brecciendecke, der Simmendecke (ehemals räthische Decke), der Iberger Klippen werden vorgeführt. Ein Abschnitt ist dem Bündner Flysch (Prätigau—Schanfigger—Oberhalbstein-Flysch) gewidmet. Es folgt die Behandlung der Margnadecke (mit Platta- und Schamserdecke), die Falknis-Sulzfluhdecke, die Aroser Schuppenzone mit ihren Eruptiven und ihrem Altkristallin. Hier ist ein Abschnitt über die Radiolarite und ihre Assoziation mit Ophiolithen eingeschaltet, wobei sich *Cadisch* der Ansicht *Ampferers* von ihrer rein sedimentären Entstehung anschließt und sie nicht als Tektonite auffaßt. Es folgen die unter dem Sammelnamen Berninadecke zusammengefaßten unterostalpinen Decken Südbündens mit tabellarischer Übersicht nach *Cornelius*. Nach *Cadisch* wäre auch nach sorgfältigster Kartierung eine einwandfreie tektonische Abgrenzung von Penninikum und Ostalpen im Berninagebiet kaum möglich. Nur, weil eingebürgert, ist die Abgrenzung des Mittelostalpin vom Oberostalpin vorläufig beibehalten worden. Beide tektonische Gebiete werden durch umfangreiche Tabellen dargestellt. Den Beschluß macht die Behandlung des sehr geringen Anteiles der Schweiz an der südalpinen Schichtreihe. Es folgt nun ein allgemein gehaltener groß angelegter Abschnitt über den Mechanismus der alpinen Gebirgsbildung, der von der Mikrotektonik (*Sander* und *Schmidt*) ausgeht, die drei Arten von Grobgefüge (Clivage) im Sinne von *Wilson* bringt und die Begriffe Faltung, Gleitung, Biegefalten erörtert und schließlich versucht, in die Falten und die Scher- bzw. Gleitflächengebilde etwas System zu bringen. Dann befaßt sich *Cadisch* mit der Physik der Deckenbildung, ihrem Mechanismus und mit der Übertragung der Schubkraft und der allgemeinen Bedeutung von *Ampferers* Verschluckungs- und Unterströmungstheorie, worauf noch unter anderem *Stilles* etwas modifiziertes Phasenschema gebracht wird. Nach einem Vergleich der Stärke des Zusammenschubes im Jura und in den Alpen beschließt ein Kapitel über die Typen der Klüftung diesen zweiten Abschnitt.

Im dritten Teil, betitelt „Die Landschaft der Schweizer Alpen" wird versucht, diese regionalgeologisch zu behandeln, was man allerdings nach dem Titel dieses Hauptteiles nicht erwarten würde. In großartiger und überaus einprägsamer Darstellung zieht vor den Augen des Lesers die ganze Welt der Schweizer Alpen mit ihrer Baugeschichte bis auf den heutigen Tag vorüber, ein stolzes Zeugnis für die ganze große Arbeit der

Schweizer Geologen. Eine derartige Zusammenstellung, wie sie hier allerdings aus Meisterhand und geschrieben von einer Meisterfeder geboten ist, könnte wohl noch lange nicht für die Ostalpen geboten werden. Eine Besprechung dieser größen Leistung im einzelnen ist ein Ding völliger Unmöglichkeit, ist doch hier alles in möglichster Kürze gebracht und mit den denkbar besten Profildarstellungen und geologischen Kärtchen versehen. Es möge nur auf die für den Petrologen besonders wertvolle Darstellung des Gotthardmassivs hingewiesen werden. Hier könnte man bei Tremolaserie, deren Mineralreichtum der Glimmerschiefer *Cadisch* wohl mit Recht als apidisch mesozonal mineralisiert annimmt, darauf hingewiesen werden, daß bei dieser Annahme kaum die Na-Zufuhr herzynisch (varistisch) angenommen werden kann. Dann sei noch besonders auf die Darstellung des Baumateriales der Silvretta-Ferwall-Gruppe hingewiesen, ebenso auf die Gesteinsschilderung im Engadiner Fenster und in den Engadiner Dolomiten und etwa noch auf die Darstellung der Ivreazone.

Rezensent schließt mit der Bemerkung, daß ihn seit langem kein Buch des In- und Auslandes so tief beeindruckt hat wie das vorliegende Meisterwerk.

H. Leitmeier, Wien.

Pétrographie des roches sédimentaires. Von *A. Carozzi*. („Lettres sciences techniques: Nr. 3.) 250 S. Lausanne: F. Rouge & Cie. S. A. 1953. sfr. 23.40.

Die Sedimentpetrographie, mit der sich mehrere großangelegte Lehrbücher der neuesten Zeit befassen, kommt in Einführungen und kürzer gefaßten Lehrbüchern der gesamten Petrographie (Petrologie), die in neuester Zeit allerdings immer seltener werden, deshalb meist zu kurz, weil ein hiefür geeignetes Mittelmaß im Umfang kaum einzuhalten ist, und um nicht überlang zu werden dann zu kurz ausfällt. Aus diesem Grunde ist ein Werk im Umfang wie *Carozzis* Buch von den Petrologen und Geologen durchaus zu begrüßen, wenn es sich auch in erster Linie, der Reihe nach zu schließen, in der es aufgenommen ist, an den Techniker richtet. Grundsätzlich sind in diesem Buche dem Titel gemäß nur die *Sedimentgesteine* nicht aber die losen *Sedimente* selbst gebracht. Die Anordnung und Einteilung des Stoffes folgt in den ersten zwei Teilen der üblichen, wie sie z. B. *Cayeux, Correns, Brinckmann* und andere, nicht aber *Niggli* gegeben haben. Der erste Teil von *Carozzis* Buch bringt eine Übersicht über die sedimentgesteinsbildenden Mineralien, in der aber die Tonmineralien fehlen. Der zweite von den drei Teilen, die Detritusgesteine, also die mechanischen Sedimentgesteine nach unserer Nomenklatur, bringt zuerst die Breccien und Konglomerate, bei denen die erstere Bezeichnung verallgemeinernd gebracht wird. Das Hauptgewicht ist bei der Aneinanderreihung dieser Trümmergesteine auf ihre *Bildungsart* gelegt, während bei den folgenden Sandsteinen diese Rolle der *Zusammensetzung* zukommt, bei den Tonen aber dem Autor das *Gefüge* zur Aneinanderreihung maßgeblich erscheint. Der dritte und letzte Hauptabschnitt vereinigt unter dem Titel „Bio-chemische Gesteine" nicht nur die Carbonatgesteine — Dolomit ist mit dem Kalkstein vereinigt —, die Kieselgesteine, alle Arten von Oolithen und die Phosphate sondern auch die Salzgesteine (Gips, Anhydrit, Halit) und schließlich noch die Kohlen. Ist schon der Haupttitel für alle Kalksteine und Kieselgesteine nicht gut gewählt, so befremdet die Aufnahme der Salzgesteine unter diese „roches bio-chimiques" vollends. Dem Abschnitt über die Carbonatgesteine fehlt die Grundlage des Chemismus des Systems CaO-MgO-CO_2-H_2O. Hier fehlt auch der Aufbau auf der älteren Literatur, angefangen von den Arbeiten *Vaters*, den rezenten Riffbildungen, den Darlegungen *Watenbergs*, den Erfahrungen der Meteorexpedition, *Udluffs* und vieler anderer.

Ein anerkennenswerter Vorteil des Buches ist in der Behandlung der gesamten neuesten Literatur zu erblicken, in der durchaus nicht die französische Literatur in

des Verfassers Verzeichnissen dominiert. Vollständigkeit war naturgemäß nicht beabsichtigt. Nach Ansicht des Referenten aber ist es ein schwerer Nachteil, daß so gut wie gar keine Beispiele gebracht worden sind, daß vielmehr die ganze Darstellung auf das strengste allgemein gehalten ist. Dadurch kommt den Seltenheiten die gleiche Bedeutung wie dem Häufigen und Häufigsten zu, was doch nur manchmal zutrifft.

Das Buch ist ganz hervorragend gut auf edelstem matten Papier gedruckt, für die Augen ein wahres Labsal. Dadurch war es ausgeschlossen, Photographien nachzubilden. Daß solche Photos nicht gut mit dem Druck übereinstimmen, ist eine Erkenntnis, die sich da und dort auch im Druck wissenschaftlicher Bücher bemerkbar macht, wie dies z. B. auch bei *Nigglis* großem neuestem und leider letztem Werk über seine endogenen Gesteine also auch über die Sedimente und Sedimentgesteine, der Fall ist. Wie sorgfältig sind dort Zeichnungen und Wiedergabe ausgeführt, daß sie fast — keineswegs ganz — Photographien ersetzen können! Die von *Carozzi* gebrachten Bilder sind aber in ihrer Armseligkeit zumeist völlig wertlos und besagen gar nichts. Auch sind viel zu *wenig* Abbildungen gebracht. Gerade dieser Stoff verlangt nach möglichst viel Abbildungen. Freilich wäre diesem Übel durch eine größere Anzahl *solcher* Bilder nicht abgeholfen. Sehr unangenehm fühlbar macht sich auch das Fehlen eines Sachregisters.

H. Leitmeier, Wien.

Gold. Von *F. Friedensburg.* Mit einem Beitrag von H. Quiring. *Zweite,* umgearbeitete Auflage von „Berg-Friedensburg, Das Gold". („Die metallischen Rohstoffe, ihre Lagerungsverhältnisse und ihre wirtschaftliche Bedeutung." Begründet von P. Krusch †, herausgegeben von F. Friedensburg: 3. Heft.) Mit 30 Textabb., 98 Zahlentafeln, XI, 234 S. Stuttgart: F. Enke. 1953. DM 30.—, geb. DM 33.—.

Die erste Auflage dieses Bandes aus der Feder von *G. Berg* und *F. Friedensburg* war 1940 erschienen. Da sie vergriffen ist, wurde eine den gegenwärtigen Verhältnissen Rechnung tragende Neubearbeitung notwendig. Dabei hat nun *F. Friedensburg* auch den Anteil (Geologie und Lagerstättenkunde) des im Jahre 1946 verstorbenen *G. Berg* übernommen. Dabei ist der allgemeine lagerstättenkundliche Teil in seiner bewährten, von *G. Berg* gegebenen Fassung kaum verändert worden und dasselbe gilt von den lagerstättenkundlichen Skizzierungen für die einzelnen Produktionsgebiete im speziellen Teil. Der geschichtliche Teil (bis einschließlich Mittelalter wieder von *H. Quiring* bearbeitet) wurde mit Rücksicht darauf, daß derselbe Verfasser im Jahre 1948 seine umfassende „Geschichte des Goldes" veröffentlicht hat (Verlag F. Enke, Stuttgart), gekürzt. Die übersichtliche Anordnung des Stoffes ist unverändert beibehalten worden.

Die wirtschaftlichen Ausführungen des allgemeinen und speziellen Teiles erfuhren wesentliche Veränderungen; mußten doch allein schon die statistischen Daten möglichst auf den Stand von 1951 ergänzt und die zugehörigen Tabellen revidiert und erweitert werden. Mit U. S. Geological Survey wird in vorsichtiger Weise die Menge des noch greifbaren Goldes auf das Zehnfache der gegenwärtigen Jahresproduktion geschätzt — unter allen Vorbehalten. Seit 1950 ist eine starke Verminderung des perzentuellen Anteiles an der Goldgewinnung für viele Länder (USA., Japan, Philippinen, Mexiko, Schweden usw.) festzustellen; das gilt auch für die absolute Gewinnungsmenge; dagegen haben Südafrika, die Sowjetunion und Canada ihren perzentuellen Anteil stark gesteigert.

Die Neubearbeitung, die wie die erste Auflage in vorbildlicher Weise lagerstättenkundliche Belange mit wirtschaftlichen, auf welche allerdings der Akzent gelegt ist, verbindet, wird allgemein sehr begrüßt werden, bietet sie doch wieder reichliches, auf den neuesten Stand gebrachtes und kritisch gesichtetes Material.

F. Machatschki, Wien.

Lehrbuch der angewandten Geophysik. Von *H. Haalck.* Teil I. Zweite, erweiterte und verbesserte Auflage. Mit 148 Abb., VIII, 259 S. Berlin: Gebrüder Borntraeger. 1953. DM 36.—.

Vor 18 Jahren erschien die erste Auflage dieses Lehrbuches. Die Fortschritte auf dem Gebiet des Gerätebaues, die Entwicklung neuer und die Vervollkommnung schon vorhandener Verfahren waren innerhalb dieses Zeitraumes so groß, daß die jetzt erscheinende Auflage weit über Ausmaß und Anlage der ersten Auflage hinausgehen mußte, wenn man auch dem Verfasser zubilligen muß, den durch die Erweiterung des Stoffes bedingten Zuwachs an Seitenzahl in sehr ökonomischen Grenzen gehalten zu haben.

Der schon vorliegende erste Teil behandelt die *statischen* Methoden, die aus den Unregelmäßigkeiten im Aufbau der natürlich vorkommenden Kraftfelder auf die Strukturverhältnisse in den obersten Schichten der Kruste schließen, also die gravimetrischen und magnetischen Verfahren. Das Buch ist in drei Teile gegliedert: Ein einleitender Abschnitt gibt einen kurzen Überblick über Anwendungsbereich und Arbeitsweise der angewandten Geophsyik und bringt in sehr übersichtlicher Form die wichtigsten Grundbegriffe der Geologie, Petrographie und Lagerstättenlehre; die beiden Hauptabschnitte sind dann den gravimetrischen und magnetischen Aufschlußmethoden gewidmet.

Zunächst werden im ersten Abschnitt die wichtigsten Eigenschaften des Schwerefeldes leicht verständlich dargestellt, die theoretischen Grundlagen in ausreichendem Ausmaß entwickelt. Bei Besprechung der Meßmethoden wird besonderes Gewicht auf eingehendere Darstellung der heute an erster Stelle stehenden Gravimeter gelegt. In einem eigenen Kapitel wird die Theorie und Anwendung der Drehwaage behandelt. Die Ausführungen über die Reduktion gemessener Schwerewerte werden durch numerische Beispiele ergänzt und ebenso illustrieren zum Schlusse weitere Beispiele aus der Praxis die Anleitungen zur Bearbeitung und Auswertung der Messungsergebnisse.

Der das magnetische Meßverfahren behandelnde zweite Hauptabschnitt bringt zunächst die physikalischen Grundlagen und die Haupteigenschaften des erdmagnetischen Feldes. Nach Besprechung der Methoden zur Bestimmung des Gesteinsmagnetismus und zahlenmäßiger Übersicht über die Gesteinssuszeptibilitäten werden die magnetischen Meßinstrumente je nach ihrer tatsächlichen Bedeutung für die Praxis verschieden ausführlich dargestellt. Die theoretischen Grundlagen zur Deutung magnetischer Störungsbilder werden zum Schlusse durch praktische Beispiele ergänzt.

Im allgemeinen bietet das vorliegende Buch einen recht guten Querschnitt durch unser heutiges Wissen auf diesem Fachgebiet, soweit es sich im praktischen Gebrauch bewährt hat. Es füllt überdies eine merkliche Lücke und verringert einigermaßen den Vorsprung der angloamerikanischen Literatur.

M. Toperczer, Wien.

Mineralogie für Ingenieure des Tief- und Hochbaues und der Kulturtechnik. Von *J. Stini.* Mit 78 Textabb., VII, 121 S. Wien: Springer-Verlag. 1952. S 60.—, sfr. 12.50, $ 2.90, DM 12.—.

Das sehr anschaulich und reichlich bebilderte kleine Buch entspricht seinem Zweck sehr gut; es werden nicht nur in einer Weise, die sich schon in der „Technischen Gesteinskunde' des Verf. bewährt hat, die Hauptbestandteile der technisch wichtigen Gesteine in besonderer Betonung behandelt (eingeteilt in primäre, sedimentäre und metamorphe Mineralien), sondern daneben werden auch viele andere Mineralien, auf die der Bauingenieur bei seinen Bauarbeiten, die ihn gelegentlich zu Aus-

bissen technisch wertvoller Mineralien führen können, achten soll. Vergleichsweise großer Raum ist der technischen Verwertung der Mineralien gewidmet und den Hinweisen auf die Bedeutung der Mineraleigenschaften für die Verwendbarkeit der Gesteine.

Sehr zu begrüßen ist, daß die Bedeutung der meisten Mineralnamen erläutert wird. Fundortangaben sind meist ziemlich reichlich unter Bevorzugung der österreichischen Vorkommen vorhanden. Die Formelschreibung ist ungleichmäßig (es wäre dabei zu berücksichtigen, daß heute in Österreich die jungen Leute schon einige kristallchemische Kenntnisse aus der Schule mitbringen!). Fehlerhaft sind die Apatitformel auf S. 23 und die Formel der Amphibole auf S. 54; so wird für den Riebeckit dieselbe Formel angegeben wie für den Aegirin.

Der Anhang bringt sogar kleine dichotome Bestimmungstabellen nach primitiven Merkmalen für die allerwichtigsten gesteinsbildenden Mineralien; ferner werden hier einige für die Mineralbestimmung wichtige Reaktionen (Feigl-Leitmeier-Reaktionen) behandelt.

Einzelne Mineralien, wie z. B. der Batchelorit hätten im gegebenen Rahmen nicht genannt zu werden brauchen.

F. Machatschki, Wien.

Mineralien und Lagerstätten in Ostbayern. Von *H. Strunz*. Mit 77 Abb. im Text und auf Tafeln, 128 S. Regensburg: R. Bosse. 1953. Geb. DM 9.80.

Nun ist die im Band 20 (1951) der Acta Albertina Ratisbonensia erstmalig als Exkursionsführer erschienene Monographie auch in Form eines selbständigen Buches herausgebracht worden. Das Werk hat schon einige Vorläufer (*C. W. von Gümbel* 1868—88, *H. Laubmann* 1924 usw.). Und doch erscheint für eine neue Darstellung, die dem gegenwärtigen Stande der Forschung Rechnung trägt, ganz abgesehen davon, daß die älteren Arbeiten und Werke nicht greifbar sind, der Zeitpunkt durchaus geeignet.

Nach einer straff zusammengefaßten allgemeinen gesteinskundlichen und geologischen Übersicht werden nacheinander die Gesteinsvorkommen und Minerallagerstätten des Moldanubikums, Saxothuringikums und der Juratafel mit Bruchschollenland behandelt. Die Lagerstätten werden in größter Vollständigkeit aufgezählt und beschrieben. Alle Einzelabschnitte sind mit erschöpfenden Literaturangaben, mit historischen und wirtschaftlichen Daten und die Genese behandelnden Ausführungen versehen. Neben zahlreichen Profilen, photographischen Beilagen und Diagrammen erläutern zahlreiche, einfache Lagenskizzen den wünschenswert knapp gehaltenen Text bestens. Das Buch läßt erkennen, daß der ostbayrische Raum als reich an nutzbaren Mineralien und Gesteinen zu bezeichnen ist; hier finden sich unter anderem bedeutende Graphit-, Flußspat-, Kaolin- und Speckstein vorkommen.

Die Darstellung ist bestens geglückt und so gehalten, daß sie nicht nur dem Fachmann und Lehrer kritisch gesichtetes Material zur Verfügung stellt, sondern auch dem interessierten Laien in ihrer klaren und leichtverständlichen Abfassung bemerkenswert vieles bietet.

F. Machatschki, Wien.

A Thousand and One Questions on Crystallographic Problems. Von *P. Terpstra*. (Publication from the Crystallographic Institute of the University of Groningen.) Mit 182 Textabb., 195 S. Groningen-Djakarta: J. B. Wolters. 1952. £ 1/4/—.

Eine sehr bemerkenswerte und wichtige Aufgabensammlung, die sich nach dem Vorwort an den „junior student" wendet. Es sei gestattet, hier gleich einzuwenden, daß letztere Bemerkung etwas irreführend ist. Das Werk führt nämlich in einfacheren und schwierigeren Fragen von der geometrischen Kristallographie über Kristallzeichnung und Kristalloptik bis zur Deutung von Laue- und Weissenbergaufnahmen und

fourieranalytischen Elektronendichteberechnung. Der ganze Stoff wird aus weiter Lehrerfahrung heraus behandelt und ist in elf stofflich abgegrenzte Kapitel eingeteilt, von denen jedes eine Anzahl von mit den notwendigsten Erläuterungen versehenen Vorgebedaten enthält, an die jeweils wieder eine größere Anzahl von Fragen geknüpft sind. Um alle die geschickt ausgewählten Fragen beantworten zu können, muß man sich allmählich ein recht gründliches Wissen von der Kristallographie im weitesten Sinne aneignen. Das Buch erwuchs sichtlich der langjährigen Erfahrung eines Lehrers der Kristallographie und enthält solche Übungsaufgaben, die der Verfasser im Laufe der Kurse sich ersonnen und gesammelt hat. Es soll (und das tut es auch!) den Weg von dem reinen Erlernen der kristallographischen Tatsachen zur praktischen (angewandten) Kristallographie ebnen. Alles in allem kann gesagt werden, daß jener, der alle 1001 Frage zu beantworten weiß, ein recht perfekter moderner Kristallograph mit gutfundiertem Basiswissen sein muß; das will zugleich sagen, daß daraus auch der Lehrer viel Anregung schöpfen und selbst an der Auflösung einer Reihe von Problemen nur gewinnen kann. Es durchzuarbeiten ist deswegen besonders wichtig, weil trotz einer an sich notwendigen Einschränkung der Breite der klassischen Kristallographie doch heute häufig der Student mit zu ungenügenden Kenntnissen derselben an Strukturprobleme angesetzt wird. Ein höchst empfehlenswertes, bisher fehlendes Werk.

Druckfehler konnte Ref. nur wenige bemerken. Auf S. 185 fehlt die Kapitelüberschrift unter Chapter XI.

F. Machatschki, Wien

Nachrichten.

Auf Einladung der französischen Regierung findet die 3. Generalversammlung und der 3. Internationale Kongreß für Kristallographie in Paris vom 21. bis 28. Juli 1954 statt. Dieser Zeitpunkt wurde nach Besprechung mit dem französischen Nationalkomitee für Kristallographie und den Nationalkomitees der übrigen Körperschaften beschlossen.

Details über den Kongreß können dem ersten Zirkular entnommen werden, das von Prof. Dr. *F. Machatschki*, Mineralogisches Institut der Universität, Wien, I, angefordert werden kann.

Auf dem Kongreß wird über das Gesamtgebiet der kristallographischen Forschung referiert werden; angeschlossen ist eine Ausstellung von kristallographischen Apparaten und Büchern. Nach dem Kongreß werden zwei Sondersymposien abgehalten werden: „Position und Funktion des Wasserstoffs" und „Der Mechanismus der Phasenübergänge in Kristallen", ferner werden Minerallagerstätten besichtigt werden. Vortragsanmeldungen und Vortragsauszüge sind bis zum 15. Februar 1954 dem Sekretär der Union Dr. *R. C. Evans*, Crystallographic laboratory, Cambridge, England, einzusenden.

Am 20. Dezember 1953 starb in Wien Kommerzialrat Baurat h. c. Dr. *Karl Reichert*, Teilhaber und wissenschaftlicher Leiter der Optischen Werke C. Reichert A. G., kurz nach Vollendung seines 70. Lebensjahres.

Berichtigung.

In Band III, Heft 3 soll es auf Seite 285, Zeile 2 von oben, richtig heißen:

„Sinnstörende Druckfehler finden sich auf S. 79: $n\lambda$ statt n_λ in der Formel für den Brechungsquotienten und n_α statt n_ω in der Tabelle der optischen Eigenschaften bei den optischen einachsigen Kristallen."

1951—1953 **Mitteilungen** Nr. 115
der
Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft

Monatsversammlung am 25. Februar 1952:
E. Wegmann, Neuchâtel: Verschiedene Wege zur Untersuchung der tieferen Erdkruste.
Generalversammlung am 24. März 1952:
H. Wieseneder: Zur Diagenese klastischer Sedimente im Wiener Becken . S. 389
Monatsversammlung am 21. April 1952:
K. Kontrus: Minerale des Höllgrabens bei Werfen, von Oberdorf (Steiermark) und anderen Sammelergebnissen des Sommers 1951 . . . . S. 391
H. Leitmeier: Mineralien der Sau-Alpe und Muskovit aus der Glimmerlagerstätte von St. Leonhard bei St. Andrä in Kärnten.
Monatsversammlung am 26. Mai 1952:
Ciro Andreatta, Bologna: Magmatische Erscheinungen in der Ortlergruppe. (Tscherm. Miner. u. Petrogr. Mitt. *3* [1953], 93 ff.)
Monatsversammlung am 28. Mai 1952:
F. Huttenlocher, Bern: Die Schweizer Erzlagerstätten.
Monatsversammlung am 16. Juni 1952:
E. Schroll: Die Spektralanalyse und ihre Bedeutung für die Mineralogie, Petrographie, Geochemie und verwandte Wissenszweige . . . . . S. 394
Monatsversammlung am 1. Dezember 1952:
H. Scharbert: Die eklogitischen Gesteine des südlichen Großvenedigergebietes. S. 395
Monatsversammlung am 9. Februar 1953:
H. Leitmeier: Bericht über eine Exkursion nach Predazzo . . . . . S. 397
Generalversammlung am 23. Februar 1953.
Ch. Exner: Petrographische Beobachtungen beim Bau der Kamp-Kraftwerke im n.-ö. Waldviertel . . . . . S. 403
Monatsversammlung (März) am 13. April 1953:
H. Tertsch: Neueres von der Kristallhärte . . . . . S. 404
K. Kontrus: Vorlage einiger neuer Mineralfunde aus dem Pinzgau . . . S. 406
Monatsversammlung am 20. April 1953:
A. Rassmann: Axinit aus der Umgebung der Pragerhütte am Großvenediger (Tscherm. Miner. u. Petrogr. Mitt. *3* [1953], 51).
K. Kontrus: Historisches und Aktuelles über die Epidot-Fundstelle an der Knappenwand im Untersulzbachtal . . . . . S. 407
Monatsversammlung am 4. Mai 1953:
F. Machatschki: Kristallchemie der Arsen- und Antimonmineralien (Tscherm. Miner. u. Petrogr. Mitt. *4* [1954]).
Derselbe: Die systematische Stellung zweier neuer Mineralien.
Monatsversammlung am 15. Juni 1953:
H. Leitmeier: Vorlage der Tonalitporphyrite von St. Johann im Walde (Iseltal).
A. Preisinger: Über die Kristallstruktur des Julienits.
Monatsversammlung (Juli) am 29. Juni 1953:
E. Winkler, Notre Dame, Ind., USA.: Der Alkali-Syenit und die Minerallagerstätten in Bauxite und Magnet-Cove, Arkansas.
Nachtrag zur Monatsversammlung vom 19. März 1951:
W. Berger: Mineralien aus Elba . . . . . S. 409

Generalversammlung

am 24. März 1952.

Die Gesellschaft bedauert den Tod der langjährigen Mitglieder *C. Brunner*, Dr. *Fr. Bräutigam*, Dr. *Ohnesorge* und der Ehrenmitglieder Sekt.-Chef i. R. Dr. *O. Rotky* und Hofrat Dr. *A. Lechner*. Ämterverteilung im geheim gewählten Vorstand: 1. Vors. Prof. Dr. *H. Leitmeier*, 2. Vors. Prof. Dr. *F. Machatschki*, 3. Vors. Prof. Dr. *A. Köhler*. Kassier Direktor Dr. *A. Schiener*, Schriftführer Kustos Dr. *H. Scholler*. Weitere Mitglieder des Vorstandes: Gen.-Dir. Hofrat Dr. *H. Michel*, Zentr.-Dir. Dr. *H. Karabacek*, Prof. Dr. *H. Haberlandt*, Ing. K. *Kontrus*, Ass. Dr. *M. Sedlacek*. Zu Rechnungsprüfern wurden Min.-Rat Dr *E. Bandl* und Dr. *H. Salzer* gewählt. Die Zahl der Mitglieder ist auf 111 gestiegen. Der Mitgliedsbeitrag mit S 10.— (S 4.— für Studierende) wurde beibehalten.

Als Mitglieder wurden neu aufgenommen: Prof. Dr. *F. Hecht*, *Herbert Fürth*, Prof. Dr. *C. Andreatta*, Dr. *H. Rathschiller*, Berg-Dir. Ing. *K. Tausch*, Dr. *H. Körner*, Prof. Dr. *H. Wieseneder*, *R. Ostadal*, Ob.-Fin.-Rat Dr. *L. Burghardt*.

Vortrag:

H. Wieseneder:
Zur Diagenese klastischer Sedimente im Wiener Becken.

Setzung, Verfestigung, Auflösungserscheinungen und Neubildung von Komponenten rechnen wir zur Diagenese.

Da die Tonmergel im wesentlichen aus blättrigen Mineralien bestehen, verläuft ihre Setzung anders als die der Sande. Die Porosität der Tonmergel nimmt von 30% im Pannon auf zirka 5% im Helvet ab, da die Mineralblättchen unter dem statischen Druck des Gebirges in die Schichtflächen rotiert werden. Das in den Kapillaren enthaltene Sedimentwasser wird bei diesem Vorgang allmählich ausgepreßt. Die Verteilung der Porosität der Sande ist bis zu 2500 m von der Teufe unabhängig und wird lediglich durch die Ausfällung von Bindemittel reduziert. Wir finden bis in 2000 m Tiefe Porositäten bis zu 30%.

Die von *Krejci-Graf* angenommene „innere Austrocknung" der Sedimente wird abgelehnt, da die Analyse der diagenetischen Vorgänge keine Hinweise dafür ergab, daß bei diesen Wasser verbraucht wird.

Die Sedimentation im Wiener Becken vollzog sich rhythmisch, wobei die Schuttlieferung durch Bewegungsvorgänge im Hinterland gesteuert wurde. Der Karbonatgehalt der Gesteine hängt in allen stratigraphischen Horizonten von der Korngröße ab. Er beträgt in den Grobsanden 30 bis 60% und in den Tonmergeln 15 bis 22% Häufig ist die oberste Sandlage eines Horizontes zu einem festen Sandstein verkittet, so daß auch die Verfestigung mit dem Rhythmus der Sedimentation zusammenhängt. Der Verkittungsvorgang ist so zu verstehen, daß die Molluskenschalen das Bindemittel lieferten. Fossilien sind in diesen Lagen meist nur als Steinkerne oder als Hohlformen erhalten.

Im Wiener Becken lassen sich folgende Schwermineralassoziationen unterscheiden:
Mittelpannon: Granat-Hornblende-Epidot-Staurolith.
Unterpannon: Granat-Epidot-Staurolith.
Sarmat, Torton: Granat-Staurolith-Disthen-Zirkon-Turmalin.
Helvet: Granat-Zirkon-Turmalin-Staurolith.
Eozänflysch: Zirkon-Turmalin.
Kreideflysch: Granat-Zirkon.

Die Deutung dieser Mineralassoziationen allein durch Veränderungen der Gesteinsfolgen im Liefergebiet oder durch Verwitterungsauslese ist nicht möglich. Zwar hat

sich die Zusammensetzung im Einzugsgebiet im Verlauf der orogenetischen Entwicklung des Hinterlandes geändert, doch ist es nicht möglich, durch diese Annahme, die Granat- und Granat-Staurolithassoziationen zu erklären. Wir glauben, aus der Verarmung des Mineralbestandes mit zunehmender Tiefe und der gleichzeitig steigenden Ätzung bestimmter Komponenten mit *Pettijohn* eine Veränderung des Mineralbestandes der Sedimente bei der Diagenese ableiten zu dürfen. *Bei der extremen Oberflächenverwitterung werden nach unseren Beobachtungen neben Augit, Hornblende, Epidot auch Granat und Apatit zerstört, während Staurolith, Disthen, Andalusit, Zirkon, Rutil und Turmalin relativ angereichert werden. Bei der Diagenese sind dagegen Granat und Apatit stabil, während Staurolith, Disthen und Andalusit einer allmählichen Zerstörung durch die Porenwässer verfallen.* Dieses unterschiedliche Verhalten der wichtigsten Schwerminerale erklärt die bisherigen Differenzen der Stabilitätsreihen verschiedener Autoren, so daß wir nunmehr eine Stabilitätsreihe für die Verwitterung und eine für die Diagenese aufstellen können. Sie sehen nach unseren bisherigen Erfahrungen wie folgt aus:

Oberflächenverwitterung:	*Diagenese:*
Olivin	Olivin
Augit	Augit
Hornblende	Hornblende
Apatit	Epidot
Granat	Staurolith, Sillimanit
Epidot	Andalusit, Disthen
Sillimanit	Granat
Staurolith, Disthen, Andalusit	Apatit
Turmalin, Zirkon, Rutil	Turmalin, Zirkon, Rutil

Auf Grund der gegebenen Analyse der Schwermineralassoziationen ist auch eine genetische Klassifikation von Sanden und Sandsteinen möglich. In den von der Diagenese und Verwitterung wenig beeinflußten Absätzen finden sich hauptsächlich drei Assoziationen, deren Träger wir auch als „Vollsande" bezeichnen können. Es sind dies:

1. *Granat-Hornblende-Epidot-Staurolithgesellschaften,* wie sie heute die großen Alpenflüsse führen, und die aus dem alpinen Kristallin oder ähnlich zusammengesetzten Gebieten stammen.

2. *Granat-Hornblendeassoziationen* mit verschiedenen katazonalen Nebengemengteilen, die von drittstufigem Kristallin vom Typus des Moldanubikums abzuleiten sind.

3. *Zirkonassoziationen mit Turmalin und Apatit* und anderen Begleitmineralien, die gewöhnlich aus großem Granit- oder Granitgneisgebieten stammen.

Aus Typ 1 entwickeln sich unter dem Einfluß der Verwitterung im sauren Milieu *Epidotassoziationen,* wobei unter Abnahme des Gesamtschwermineralgehaltes die verwitterungsstabilen Komponenten zunächst als Nebengemengteile auftreten. Durch weiter fortschreitende Verwitterung streben diese Assoziationen dem klimatisch bedingten Endzustand zu, wobei das jeweils vorherrschende verwitterungsstabile Mineral Hauptgemengteil wird. Da dies in der Regel Staurolith ist, sind *Staurolithassoziationen* weit verbreitet.

Bei der Diagenese entstehen aus Granat-Epidot-Hornblende-Staurolithgesellschaften über *Epidot-Granat-Staurolithassoziationen* reine *Granatgesellschaften.*

Durch Verwitterung und Diagenese werden mineralarme *Zirkon-Turmalin-Rutilassoziationen* gebildet, deren Träger wir auch als „Restsande" bezeichnen können.

Neben dieser allgemeinen Charakteristik hat jede Schwermineralprovinz, oft auch einzelne Horizonte, ihre speziellen Züge. Diese äußern sich im Habitus der Komponenten und im Auftreten charakteristischer Nebengemengteile, die oft stratigraphisch und paläogeographisch auswertbar sind.

Der auflösenden Wirkung der Porenwässer steht die Neubildung von Komponenten gegenüber. Glaukonit und authigener Quarz fehlen im Neogen des Wiener Beckens. Kalzit, Dolomit und Pyrit sind dagegen häufige Neubildungen.

Monatsversammlung

am 24. März 1952.

Vortrag:

K. Kontrus:

Sammelergebnisse aus den Alpen vom Sommer 1951.

1. Höllgraben. 2. Auernig. 3. Weisseck, 4. Oberdorf. 5. Klöch. 6. Saualpe.

Höllgraben.

Es war schon lange mein Wunsch, den Höllgraben bei Pfarrwerfen einmal gründlich zu begehen. Durch das freundliche Entgegenkommen des Herrn Stocklauser, Partieführer der derzeitigen Wildbachverbauung, war mir dies im vergangenen August möglich. Gut ausgerüstet, mit Wasserstiefeln, Krampen und langen Bergstöcken, betraten wir die Klamm, die den Höllgraben gegen das Hochkönigmassiv abschließt. Man kann die Klamm auch oberhalb im Walde umgehen, aber uns interessierte die Klamm selbst. In mehreren schwierigen Überquerungen konnte dieses Stück bezwungen werden. Einige Bilder davon zeige ich am Schlusse des Vortrages. Da der Höllgrabenbach Hochwasser führte, war das Unternehmen besonders gefahrvoll. Unser Führer kannte jedoch das Gebiet so gut, daß es ohne Zwischenfall abging. Bei den Überquerungen waren die oben erwähnten langen Bergstöcke und Krampen sehr wertvoll.

Zirka 200 m nach der Klamm, bachaufwärts, kamen wir zu der auf der orographisch rechten Bachseite liegenden, neu aufgefundenen Fundstelle für Wagnerite. Die Fundstelle ist erst einige Monate bekannt und lieferte schöne Stücke, von denen ich einige vorlege. Manche sind von mir schon gezeigt worden, doch zeige ich sie der Übersichtlichkeit halber nochmals vor.

F. Hegemann (1) beschieb 1927 den Höllgraben sehr vollständig. Er erwähnte damals drei Gangtypen:

1. Quarzgänge.
2. Quarz-Carbonatgänge.
3. Reine Quarzgänge.

An dem neuen Fundort tritt nun eine weitere Gangtype in Erscheinung,

Carbonat-Gypsgänge.

Neben wenig Breunnerit führen dieselben rosa Gips als Gangfüllmasse. Sie queren das Bachbett und streichen Süd-Nord. Die Wagnerit-Kristalle sind in den Gängen direkt am Werfener Schiefer aufgewachsen. In der Gangmitte kommen zeitweise schöne, doppelendige Quarzkristalle vor. Die milchquarzähnlichen, rosa gefärbten Kristalle können als Rosenquarz bezeichnet werden.

Weitere 300 m bachaufwärts, ebenfalls auf der rechten Bachseite, besuchten wir die bekannte Fundstelle für Dolomitkristalle. Leider war die Fundstelle so stark vermurt, daß es zu lange gedauert hätte, sie frei zu machen.

Wir zogen daher auf der rechten Bachseite weiter zum Lazulith-Fundort. Auch hier mußten erst viele Kubikmeter Gestein weggeschafft werden, um zu den anstehenden Lazulithadern zu kommen. Die Arbeit lohnte sich jedoch, und ich kann einige Stufen mit guten Kristallen zeigen.

Da die Zeit schon vorgeschritten war, traten wir wieder im Bach den Rückweg an, um einen neuen, knapp vorher von Herrn Stocklauser entdeckten Fundort für schöne Gipskristalle zu besuchen und auszubeuten.

Zirka 80 m nach der Klamm, bachaufwärts, liegt an der rechten Bachseite eine zirka 15 m hohe Wand von zerdrücktem Werfener Schiefer, die durch den Bach angeschnitten war. Knapp über dem Bachbett tritt eine zirka 6 m mächtige Kalkscholle zutage. Herr Stocklauser sprengte diese Scholle und wir konnten aus den im Bach liegenden Kalzittrümmern schöne, wasserklare Gipsdrusen und Kristalle bergen. Die Kristalle zeigen die einfachen monoklinen Formen, sind wasserklar und stark gerieft, fast seidenglänzend. Sie ähneln in ihrem Habitus den von Eisleben bekannten Gipskristallen. Sie sind auf Kalzit aufgewachsen, von Breunnerit und kleineren, jüngeren Kupferkieskristallen begleitet. Einzelne Kupferkiese sitzen direkt auf den Gipskristallen auf. Eine Anzahl solcher Gipsdrusen werden vorgelegt. Die Kupferkristalle sind bis 5 mm groß, rotbraun angelaufen, und als jüngste Bildung zu betrachten.

Nun zu einem anderen Fundgebiet.

Ankogel.

Da heuer der Ankogel, den ich traditionsgemäß besuchte, nichts wesentlich Neues brachte, will ich aus diesem Gebiete nur vom Auernig bei Mallnitz berichten. Hier konnten wir aus dem Kluftgang am Gipfel des Auernig (1950 m), aus welchem ich schon in meinem Vortrag vom 24. Januar 1949 (2) große, grüne Bergkristalle und schöne, weiße Perikline vorwies, eine Sphenstufe bergen. Der ölgrüne Sphen ist ein Zwillingskristall und ist zirka 2·5 cm lang. Ich habe ihn ausgestellt. Als Neufund von dieser Lokalität sind auch kleine, rote Anataskristalle (111) in kleinen Nestern zu erwähnen.

Weisseck.

Im Frühjahr 1951 regte ich zwei Böcksteiner Sammler, Herrn Steiner und Herrn Gugganig, an, doch einmal das alte Fluoritvorkommen am Weisseck im Murtal (3) aufzusuchen und nach der Möglichkeit, neues Material zu finden, zu sehen. Ich gab den Herren Skizzen mit. Sie konnten zwar am alten, bekannten Fundort am Hauptkamm nichts Brauchbares finden, doch gelang es ihnen, in nächster Nähe ein neues Fluoritvorkommen aufzufinden. Ich habe einige Stufen von dort ausgelegt. Die Kristalle von diesem neuen Vorkommen weichen von den schon bekannten stark ab. Die neuen Kristalle sind ebenfalls Würfel und meist zonar gefärbt. Über einem tiefvioletten Kern bauen sich die Kristalle zonar violett-grün-farblos auf. Kleine jüngere Generationen sind blaß-grünlich. Die Kristallgröße erreicht zirka 1·5 cm. Die Kristalle zeigen teilweise guten Glanz, sind aber oft stark geätzt, ebenso wie die grauen Kalzitskalenoeder, die als jüngste Bildung den Fluorit begleiten. Ein treppenförmiger Aufbau ist oft zu beobachten.

Oberdorf a. d. Lamming.

Vor zirka 2 Jahren erhielt ich aus Oberdorf bei Tragöss schöne Karbonatstufen aus dem Magnesitbruch, die damals als Dolomit angesprochen wurden. Sie wurden gleichzeitig mit Pyritstufen im weißen Magnesit gefunden. Da ich nun aus neueren Funden wieder Dolomitstufen erhielt, die einen ganz anderen Habitus hatten, lag die Vermutung nahe, daß es sich bei den beiden Karbonaten um verschiedene Minerale, vermutlich Magnesit und Dolomit, handelt. Ich bat daher Herrn Dr. *Sedlacek* um eine Kontrollbestimmung. Mit Hilfe der Lichtbrechung konnte eindeutig festgestellt werden, daß meine Vermutung richtig war.

Ich möchte an dieser Stelle Herrn Dr. *Sedlacek* noch besonders für seine Untersuchungen danken. Es konnten so mehrere bisher als Dolomit angesprochene Kristalle einwandfrei als *Magnesit* bestimmt werden. Die Magnesitkristalle sind von besonderer Schönheit, und zwar wasserklare, einfache Rhomboeder bis zu 6 cm Kantenlänge. Sie sind durch ihre meist schwach gelbliche Farbe von dem meist schwach violetten Dolomit unterscheidbar.

Auch die heuer neu gefundenen Dolomitkristalle sind von besonderer Schönheit. Auch hier treten neben einfachen Formen große, vielflächige Kristalle auf. Es kommen Kristalle bis zu 10 cm Kantenlänge vor. Dolomit und Magnesit sind häufig von wasserhellen Quarzkristallen begleitet oder überkrustet.

Die in Oberdorf anstehenden, hellgrauen Karbonate wurden ebenfalls als Magnesit erkannt, der einen seidenglänzenden, weißen Dolomitüberzug hat. In letzterem fanden sich schöne Strontianit-Drusen von rotbrauner Farbe und prismatischem Habitus. Die Kristallstöcke haben oft eine kugelige, blumenkohlartige Form von ansehnlicher Größe (bis 15 cm).

Im Dolomit, an der Außenhaut der grauen Magnesitkristalle, sind oft kleine Pyritoeder von Eisenkies eingewachsen. Modellartige Pyrite finden sich besonders schön in weißem, spätigem Magnesit eingebettet.

Aus dem Talk von Oberdorf zeige ich eingewachsene Pyritkristalle mit gerundeten Formen, von oft ansehnlicher Größe. Bemerkenswert ist, daß es sich um Oktaeder von 2 cm Kantenlänge handelt.

Herr Dipl.-Ing. *Metzger* war so freundlich, aus seiner Oberdorfer Suite einige prachtvolle Stücke zur Ergänzung auszustellen, wofür ich ihm besten Dank sage.

Da ich knapp vor meinem Vortrag hörte, daß Herr Dr. *Meixner* über die Karbonate von Oberdorf kristallographisch berichten wird (4), will ich nicht näher auf die kristallographische Ausbildung der Dolomitkristalle eingehen.

Klöch.

Anläßlich der Herbsttagung der mineralogischen Abteilung des naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark sah ich dort Stufen aus dem Basalt von Klöch, die mein Sammelfreund, Herr Philippek aus Graz, im Sommer 1951 gefunden hatte. Die schönen Drillingsstöcke waren unschwer als Philipsit bestimmbar. Ich zeige ein Bild (Abb. 1) von den mir zur Verfügung gestellten Stufen. Wie ich hörte, hat auch hier Herr Dr. *Meixner* die Bestimmung von Philipsit mit der Mikrowaage bestätigt. Da ich annehme, daß Herr Dr. *Meixner* auch diesen Fund besprechen wird, will ich auch in diesem Falle von einer kristallographischen Beschreibung absehen, sondern nur noch berichten, daß ich auf Stufen mit Philipsit kleine, wasserklare Phakolithkristalle fand, mit den Formen R $[10\bar{1}1]$ r $[01\bar{1}2]$.

Die auf den Philipsitstufen auftretenden, bis zu 1 cm ø messenden kugeligen Aggregate sind noch nicht bestimmt, doch handelt es sich vermutlich um Zeolithe.

Saualpe.

Ende August besuchte ich die Fundstelle des Zirkons beim Kupplerbrunn (Priklerhalde) auf der Saualpe, die von Herrn Dr. *Meixner* 1950 (5) wieder aufgefunden worden war. Es gelang mir, einen schönen, 12 mm langen Zirkonkristall zu bergen. Die Zirkonkristalle von blaßrosa Farbe kommen dort, im Zoisitfels eingewachsen, vor. Vom Zoisit lege ich eine größere Stufe vor sowie 2 Stufen mit Zirkon.

Zum Abschluß meines Vortrages zeige ich noch 2 Stufen eines von Herrn Arch. *F. Müller*, Klagenfurt, mit mir aufgefundenen Minerales aus einem Quarzblock auf dem neu angelegten Wege von der Druckerhütte zur Grafenzeche in der Nähe des Kupplerbrunns, bei dem es sich vermutlich um einen Skapolith handelt *.

1. *Hegemann, F.*, und *H. Steinmetz*, Zentralbl. Min. A. 1927, 45. — 2. *Kontrus, K.*, Tschermaks Mitt. Bd. II, Heft 1, S. 142. — 3. *Zepharovich*, Lexikon, 1859, I, S. 146. — 4. *Meixner, H.*, Karinthin. Folge 17, S. 102. — 5. *Meixner, H.*, Karinthin. Folge 6, S. 119.

Diskussion: *Kober, Mohr, Beck, Clar, Leitmeier.*

* Anmerkung des Vortragenden: Die Vermutung wurde inzwischen durch Herrn Dr. *Meixner* bestätigt. (Karinthin. Folge 17, S. 121).

Monatsversammlung

am 16. Juni 1952.

Vortrag:

E. Schroll:

Die Spektralanalyse und ihre Bedeutung für die Mineralogie, Petrographie, Geochemie und angewandte Wissenszweige.

In diesem Vortrag wird zunächst ein allgemeiner Abriß über das Wesen der Spektralanalyse, ihre Apparate und Methoden, unter Vorweis zahlreicher Lichtbilder gegeben.

Die Vorteile der Spektralanalyse (geringste Probemengen, hohe Empfindlichkeit, einfache Methodik, Eindeutigkeit, Dokumentation, Schnelligkeit und Kostenersparnis) lassen schon für qualitative Untersuchungsaufgaben in der Mineralogie, Petrographie oder Geochemie die üblichen chemischen oder mikrochemischen Arbeitsverfahren mit Gewinn ersetzbar erscheinen. Und sei es, wenn die einfache Aufgabe gestellt ist, den Chemismus eines spurenweise vorhandenen Minerals zu bestimmen.

Für geochemische Problemstellungen, welche die Analyse von Spurenelementen in Konzentrationen unter 1% erfodern, ist in vielen Fällen die sogenannte „halbquantitative" Analyse, deren zulässiger Fehler ± 30% gewöhnlich überschreitet, noch hinreichend.

Als Beispiel führt der Vortragende seine Untersuchungen über Spurengehalte in ostalpinen Blei- und Zinkerzen an *. Rund 500 Proben von Bleiglanz und Zinkblende wurden bisher auf die wichtigsten Spurenelemente (wie z. B. Ag, As, Sb, Bi, Cd, Hg, Ga, In, Tl, Ge, Sn u. a.) analysiert. Das Hauptziel der Arbeit ist es, Aussagen über die Verwandtschaft von Erzvorkommen, für die genetische und altersmäßige Gliederung der ostalpinen Metallprovinz zu gewinnen.

Als Ergebnisse der Untersuchungen sind so beispielsweise anzuführen:

1. Die Spurenelemente der Pb-Zn-Erze erscheinen in einer gewissen regional und geologisch bedingten Abhängigkeit:

a) Vererzung des Tauernfensters (Au-Erzgänge): Zinkblende vorzugsweise mit Co, In.

b) Vererzung des Altkristallins, Paläozoikums und der Grauwackenzone im Ostalpin: Zinkblende vorzugsweise mit Co, Hg (Ga).

c) Vererzung des Mesozoikums im Ostalpin: Zinkblende vorzugsweise mit Ge, Tl.

Die Pb-Zn-Vererzung der Trias, insbesondere die der südlichen Kalkalpen, erscheint geochemisch völlig andersartig charakterisiert als jene Erzvorkommen, die selbst in unmittelbar benachbarten vortriasischen Gesteinen liegen. Der Bleiglanz ist arm an Ag und Sb, in der Blende fehlt Co und Hg. Das Tl ersetzt das Hg.

2. Die Zinkerze der alpidischen Tauern-Vererzung, ähnlich wie die der karpathischen Erzprovinz, sind jedoch relativ arm an In und Sn, zumal man sie mit Zinkblenden der hercynischen Metallprovinz vergleicht. Etwas höhere Sn-Konzentrationen findet man nur in Erzen aus dem Altkristallin und Paläozoikum. Besonders hohe Sn- und In-Gehalte stellen sich bei Lagerstätten im Bereich der periadriatischen Eruptiva ein. Teilweise handelt es sich aber um metamorphosierte Erzvorkommen (z. B. Schneeberg/Südt., Kieslager der Kreuzeckgruppe). Es ist möglich, daß diese Spurenelemente einer hochthermalen Erzparagenese als Leitelemente für die voralpine (hercynische, kaledonische oder algomanische) Herkunft des Stoffbestandes einer Lagerstätte gelten können.

---

* Siehe auch vorläufige Mitteilungen im Anzeig. Öst. Akad. Wiss. Math.-naturw. Kl. 1950, 21, und 1951, 6. Eine große zusammenfassende Arbeit ist in Vorbereitung.

3. Jene Spurenelemente, welche für einen hochthermalen Bildungszustand typisch sind (wie Bi und In), folgen im allgemeinen den Antiklinalen des Alpenbaues, während in den Synklinalen die tiefthermalen (wie Sb und Ge) dominieren.

Die Entwicklung quantitativer spektralanalytischer Verfahren, deren Genauigkeit bis zu Elementkonzentrationen von 20% mit der anderer chemischer Methoden noch konkurrieren kann, bietet nicht nur für die Schnellanalyse technischer Produkte (z. B. Zemente, Tone, Schlacken usw.) Anwendungsmöglichkeiten, sondern läßt auch eine abgekürzte Methode für die Gesteinsanalyse erhoffen.

Richtunggebend sind Untersuchungen von *F. Hegemann* und Mitarbeitern *, denen es gelungen ist, durch Wahl geeigneter Versuchsbedingungen die wichtigsten Silikatbestandteile wie Na, K, Ca, Al, Mg, Si, Ti mit einer Reproduzierbarkeit von ± 2% zu erfassen.

Es muß hervorgehoben werden, daß der Vorteil der Spektralanalyse nur bei Reihenuntersuchungen gewahrt bleibt, da für jede chemisch-andersartige Probe die Ausarbeitung eines speziellen Untersuchungsverfahrens notwendig wird.

Deshalb sind aber auch die spektralanalytischen Methoden für die Betriebsanalyse in Bergbau und Hütte so hervorragend geeignet und ihre Anwendungsbereiche mehren sich ständig.

So werden Zinkblendekonzentrate auf seltene Spurenmetalle, wie Cd, Hg, Ga, In, Ge (Zinkhütte Porto Maghera, Montecatini-Konzern) oder Magnesite auf Fe, Al, Si u. ä. (Amerik.-österr. Magnesit-A. G., Radenthein) spektrographisch analysiert.

Die Kenntnis der Spektralanalyse gehört jedenfalls bereits zum Rüstzeug des Mineralchemikers in Industrie und Forschung.

Diskussion: *Leitmeier, Haberlandt, Hecht.*

Monatsversammlung

am 1. Dezember 1952.

Vortrag:

Heinz Scharbert:

Die eklogitischen Gesteine des südlichen Großvenedigergebietes.

Eingangs bringt der Vortragende eine Übersicht über die Entstehungsbedingungen der Eklogite. Nach der alten Überlieferung sind die Eklogite die Repräsentanten der Katazone und sie verdanken hohen Temperaturen und Drucken ihre Entstehung. Der Mineralbestand setzt sich aus Eklogit-Granat (25 bis 70% Pyrop, 12 bis 40% Grossular) und einem Omphazit genannten Pyroxen, der durch hohen Na_2O- und Al_2O_3-Gehalt charakterisiert ist, zusammen. Der Gesamtchemismus ist so gut wie gabbroid. Die chemische Verwandtschaft zwischen Gabbro und Eklogit geht aus folgender Gleichung hervor:

$$\underset{\text{Labrador}}{3\,CaAl_2Si_2O_8} + 2\,NaAlSi_3O_8 + \underset{\text{Olivin}}{3\,Mg_2SiO_4} + n\,\underset{\text{Diopsid}}{CaMg(SiO_3)_2} =$$

$$\underset{\text{Granat}}{3\,CaMg_2Al_2(SiO_4)_3} + \underset{\text{Omphazit}}{2\,NaAl(SiO_3)_2} + n\,CaMg(SiO_3)_2 + \underset{\text{Quarz}}{SiO_2}.$$

Eskola (6) unterscheidet nun viererlei Erscheinungsformen der Eklogite: 1. Einschlüsse in Kimberliten, oft von Olivinknödeln begleitet, lassen auf magmatische oder metamorphe Entstehung in großer Tiefe schließen. 2. Streifen und Bänder in Perido-

* *F. Hegemann,* Neue Ergebnisse der quantitativen spektrochemischen Silikatanalyse. Ber. d. Deutschen Keramischen Ges. 29 (1929), 68—73.

titen oder deren serpentinisierten Umwandlungsprodukte. 3. Linsenförmige Massen in Migmatitgneisen. Diese werden als Fragmente größerer in der Tiefe sitzender Massen gedeutet, die mit den aufsteigenden Granitintrusionen in die Geosynklinalen gebracht wurden. Ein randlicher Übergang in Amphibolite und die Amphibolitisierung gehen mit der Granitinjektion und der Entwicklung der umgebenden Migmatite parallel. 4. Bänder, mit Glimmerschiefern und Amphiboliten vergesellschaftet, wie es in den Alpen der Fall ist.

In der Literatur findet man bei den Beschreibungen der Eklogitvorkommen immer den Übergang vom Eklogit zum Amphibolit durch Diaphthorese (auch durch Tiefendiphthorese). Dadurch wird die Abwandlungsreihe Eklogit-Eklogitamphibolit- (Kelyphitamphibolit)-Granatamphibolit-Amphibolit offenbar. *Kieslinger* bezeichnet die Amphibolite der Koralpe als Tektonite der Eklogite. Diese Annahme mag für die Vorkommen der Koralpe stimmen, dort finden sich tatsächlich die Amphibolite immer am Rande der Eklogit- bzw. Eklogitamphibolitlinsen. Bei den Vorkommen im Ötztal ist nach *Hammer* gerade das Umgekehrte der Fall. *Backlund* bringt die Eklogitbildung mit der Orogenese und den Migmatitfronten in Verbindung. Basalt wäre das Ausgangsmaterial. Die Reihe Basalt-(Tuffe oder Tuffite)-Uralitporphyrit-Grünschiefer-Amphibolit-Granatamphibolit-Eklogitamphibolit führt zum Eklogit. Mehrere Granatgenerationen wirken als Indikatoren (2).

Vortragender erwähnt nun die westliche Fortsetzung des Glocknermesozoikums nach *Cornelius-Clar,* welches auch im Venedigergebiet als obere Schieferhülle bezeichnet werden kann und in der Hauptsache aus Kalkglimmerschiefern und Prasiniten besteht. An der Grenze gegen die untere Schieferhülle, die - da die Anschlüsse nach Osten noch fehlen — nicht genau gegliedert werden konnte, und in den oberen Teilen dieser selbst liegen die Eklogitvorkommen. Die Vorkommen verlaufen also im Sinne der Grenze ober—untere Schieferhülle. *Weinschenks* „Eklogitzone" (11) besteht wohl nicht ganz zu recht, da es sich um keine geschlossene Zone handelt — wie er es in seinem Übersichtskärtchen eintrug —, sondern immer um mehr oder weniger zahlreiche und mächtige konkordante Einlagerungen in den Gesteinen der beiden Schieferhüllen handelt. Bemerkenswert gegenüber den anderen Eklogitvorkommen ist das absolute Fehlen jeglichen Zusammenauftretens von eklogitischen Gesteinen mit Amphiboliten. Die Rolle des Amphibolits spielt hier der Prasinit. Von den von *Weinschenk* als Eklogite zusammengefaßten Gesteine erwies sich ein Großteil als absolut eklogitfremd. Vortragender konnte i. W. drei Arten unterscheiden. 1. Am eklogitähnlichsten erwiesen sich diese Typen. Sie enthalten Omphazit ($c : \gamma = 39—45°$. $2V\gamma\ 71°$), der aber innerhalb diablastischer Massen immer nur in Resten vorhanden ist. Typomorph sind Smaragdit, Zoisit, Disthen. Granat scheint schon vor dem Omphazit sich gebildet zu haben, da er nirgends einen Bestandteil der Eklogitparagenese einschließt, sondern Klinozoisit, Titanit, Chlorit, Muskovit, Quarz, Kalkspat als Einschlüsse führt. Eine zweite Generation Granaten, die mit jungen barroisitischen Hornblenden und Klinozoisiten sproßt, enthält nur mehr einzelne Quarzeinschlüsse, ist praktisch einschlußfrei. Die Bildung der Gesteine erfolgte also nicht in der Katazone, sondern wahrscheinlich in Prasinitfazies. Da der sekundäre Mineralbestand nicht viel vom primären abweicht, so kann man von einem Pendeln um die tiefere Abteilung der Prasinitfazies sprechen, was durch die Erscheinungen an den Granaten besonders schön zum Ausdruck kommt (*Scharbert,* 9). 2. Diese Typen kann man als Kalksilikatfelse bezeichnen, da ihr Mineralbestand sich aus Granat, Epidot, Zoisit, Kalkspat, diopsidischem Augit, gemeiner Hornblende, Quarz und Accessorien zusammensetzt. Das Epidot-Augitpflaster ist primär, außerdem umschließt der Granat nur syngenetisch verknüpfte Gemengteile. Dieser Typ findet sich oft an der Grenze zwischen Prasinit und Kalkglimmerschiefer und ist durch eine auffallende Bänderung ausgezeichnet. 3. Diese Gesteine werden am besten als diablastische Granatamphibolite

bezeichnet. Diablastik stammt nach Ansicht des Vortragenden nicht aus einer Umwandlung der Omphazite (deren Reste hier vollkommen fehlen), da deren Na-Gehalt zu gering ist, derartig große Mengen Albit zu produzieren. Albitisation ist nicht von der Hand zu weisen.

Ein Tiefengesteinsrelikt konnte nirgends entdeckt werden. Die ganze Serie scheint aus einem kalkig-mergeligen Sediment mit Tuffeinschwemmungen entstanden zu sein (ganz im Sinne *Weinschenks* und *Backlunds*). Inwieweit der Zentralgranitgneis an der Herausbildung der eklogitischen Typen beteiligt war, kann heute noch nicht mit Sicherheit gesagt werden.

1. *Angel, F.*, Gesteine vom südlichen Großvenediger. N. Jb. Min. Beilgbd. LIX (1929) A., S. 223. — 2. *Backlund, H.*, Zur genetischen Deutung der Eklogite. Geol. Rundsch. 1936, S. 47. — 3. *Cornelius, H. P.*, Vorläufiger Bericht über Untersuchungen im Bereiche der Großvenedigergruppe (Osttirol). Anz. Akad. Wiss. (math.-naturw. Kl.) 1949, Nr. 11. — 4. *Cornelius-Clar*, Geologie des Großglocknergebietes I. Abh. Zwst. Wien, Reichsst. f. Bdfsch. 1939. — 5. *Eskola, P.*, The Mineralfacies of Rocks. Norsk. geol. Tidskr. 1921. — 6. *Eskola, P.*, in: Die Entstehung der Gesteine *(Barth-Correns-Eskola)*. Springer, Berlin, 1939, S. 363. — 7. *Eranchi, S.*, Die Feldspaturalitisierung der Na-Al-Pyroxeme aus den eklogitischen Glimmerschiefern der Gebirge von Biella in den Grajischen Alpen. N. Jb. Min. 1902/II, 112. — 8. *Leitmeier, H.*, Mineralien des südlichen Venedigergebietes. T. M. P. M. 3. F. (I. Bd.) 1950, S. 115. — 9. *Scharbert, H.*, Bericht über Untersuchungen an den eklogitischen Gesteinen des südlichen Großvenedigergebietes (Osttirol). Anz. Akad. Wiss. (math.-naturw. Kl.) 1952, Nr. 14, S. 234. — 10. *Turner-Verhoogen*, Igneous and Metamorphic Petrology. S. 477. McGraw Hill Book Inc., New York, 1951. — 11. *Weinschenk, E.*, Beiträge zur Petrographie der östlichen Zentralalpen, speziell des Großvenedigerstockes. Abh. Bayr. Akad. Wiss. 1894—1903. — 12. *Wieseneder, H.*, Beiträge zur Kenntnis der ostalpinen Eklogite. T. M. P. M. XLVI (1935), S. 174.

Diskussion: *Leitmeier Kober, Wieseneder, Kümel, Beck-Mannagetta, Bandl, Scharbert.*

Monatsversammlung

am 9. Februar 1953.

Vortrag:

H. Leitmeier:

Eine mineralogisch-petrographische Exkursion nach Predazzo.

Im Herbst 1952 führte ich zum erstenmal wieder seit den Zeiten *Dölters* (1918) eine Exkursion mit jungen Kollegen und Dissertanten in dieses auch heute noch unvergleichliche alpine Exkursionsgebiet. Obwohl seit meinem letzten Aufenthalt vor 15 Jahren der nimmermüde Zahn der Zeit in fast unbegreiflicher Schnelle an der Zersetzung und Verschüttung ehemaliger guter Aufschlüsse gearbeitet hat und mancher Mineralfundort ausgebeutet oder auch der Zerstörung anheimgefallen ist, bleibt noch so viel erhalten, daß Predazzo eben immer noch Predazzo ist. Der Vorteil, daß auf kleinem Raume die verschiedensten Gesteinstypen nahe beisammen sind, muß bestehen bleiben, wenn auch die starke Vegetation vorschreitender Verwachsung, die völlige Verwahrlosung einst wenn auch spärlich vorhandener Zugangswege den Besuch mancher altberühmter Fundstätte in dem ungemein steilen Terrain sehr erschwert haben, und auch ein sehr guter Kenner dieses Gebietes es manchmal nicht ganz leicht hat, sich zu orientieren. Eine wesentliche Erleichterung für alle Exkursionsteilnehmer bietet das große Entgegenkommen, das wir wie immer im altberühmten nave d'oro, dem wahren Geologenheim Predazzos, gefunden haben.

Die Exkursion besuchte eine Reihe der wichtigsten Gesteins- und Mineralvorkommen an Aufschlüssen, die heute noch so lehrreich sind, daß sie im einzelnen eine gute Ausbeute gewährleisten, in ihrer Gesamtheit einen guten Einblick in die Gesteinsverhältnisse bieten. Von mehreren Punkten des dicht bewaldeten, vielfach alle Ausblicke verwehrenden Gebietes gibt es aber doch Stellen genug, an denen den Exkursionsteilnehmern, die zum erstenmal dieses Gebiet besuchen, an der Hand der beiden trefflichen Karten von *Penck* und *Vardabasso* der geologische Bau der Bergwelt um Predazzo erklärt werden kann. Schon meine eingehenden Untersuchungen von 1937 hatten mir gezeigt, daß manche früher von Exkursionen besuchten Stellen, ohne Sprengungen, wie sie seinerzeit *Romberg* vorgenommen hat, kein brauchbares und halbwegs frisches Material mehr hergeben. Von einigen Stellen, die 1937 noch besuchenswert waren, konnte ihre heutige Unbrauchbarkeit erwiesen werden, aber was jetzt noch besuchenswert ist, wahrt auf lange Zeit Predazzos Ruf.

Wenn im folgenden die Ziele der Exkursion kurz zusammengestellt werden, so geben sie auch dem, der Predazzo zum erstenmal besucht, Hinweise für eine günstige Tageseinteilung, wenn er an der Hand beider Karten arbeitet. *Pencks* Karte, die sich nur auf Predazzo beschränkt, ist dadurch, daß weniger ausgeschieden werden konnte, übersichtlicher, wenn auch die Terraingestaltungsgrundlage älter und ungenauer ist. Für tieferes Eindringen und Forschen ist aber *Vardabassos* Karte unerläßlich. Ebenso unerläßlich aber ist die Forderung, sich die nötige Zeit an den einzelnen Fundpunkten und Aufschlüssen zu nehmen, denn manches erkennt man erst bei näherem Zusehen. Predazzo ist kein leichtes Exkursionsgebiet, es stellt Anforderungen an den Besucher, lohnt aber jede aufgewandte Zeit und Mühe in hohem Maße. Daß die meisten Besuche den Hängen und Schluchten des *Mt. Mulatto* galten, ist kein Zufall. Er ist der Mittelpunkt von allem geologischen Geschehen im Raum von Predazzos näherer Umgebung.

Die folgenden Zeilen geben keinen Überblick über den Bau und die Bausteine der Umgebung von Predazzo. Den muß man sich aus der Literatur erwerben, aus der die für rasche Orientierung und die Exkursion wichtigsten Angaben am Schlusse beigefügt sind. Kenntnis der Ortsangaben und Gesteinsbeschreibungen bei *Penck* und mir sind jedenfalls Voraussetzungen.

1. Tag: Kalkstein-Monzonit-Kontakt ober den Canzoccoli und des Tovo di Vena. Diese Vorkommen liegen an der Westseite des Avisio. Von der Avisiobrücke verfolgt man nur wenige Schritte den Weg, der vom unteren Ausgang des Tovo die Vena, das in seinem untersten Teil nur schwer durchstiegen werden kann, zum alten Monzonitsteinbruch und zu den nicht mehr vorhandenen obersten Marmorbrüchen führt, und wendet sich sogleich am oberen Rande der Wiesen dem untersten Ende der dort mit schütterer Baumvegetation verwachsenen alten Marmorschutthalde zu, überschreitet sie mehr oder weniger ansteigend bis man in die Nähe der Monzonitgrenze kommt und sucht sich durch den Schutt einen Weg nach oben. Dabei gelingt es, auf Abrißflächen des Predazzitmarmors *Brucit* in kleineren oder größeren Blättern zu finden, besonders dann, wenn man sich die Mühe nimmt, größere Trümmer und Blöcke umzudrehen. Man strebt nun am Rande der breiten Rinne gegen den Monzonit zu, um die letzte Abbaustelle des Marmors zu erreichen. *Penck* bezeichnete diese breite Rinne als Canzoccoli, ein Name den die weiter nördlich gelegenen Hügelchen („Kanzelchen") gegen Molin zu tragen. An der alten Abbaustelle kann man nun in idealer Weise die verschiedenartigsten grauen bis grünen *Hornfelse* am Kontakt gegen den Monzonit sammeln und im Anstehenden sich ansehen. Die Halde ist allerdings auf Brucit schon recht abgesucht. Nun quert man auf schmalem, verwachsenem Steig nach N gegen den Tovo di Vena zu, bis man den nach oben führenden, unten verlassenen Weg trifft, auf dem man bis zu dem oberhalb des Weges im Walde gelegenen großen Monzonitbruch gelangen kann. Es ist *Biotitmonzonit* mit nicht allzugroßen Biotiten, der am

Rande Übergang in basischeren *Labradormonzonit* zeigt. Vom Bruch quert man auf ziemlich breitem Weg nach N und erreicht in wenigen Minuten den Tovo di Vena, den man nun steil und pfadlos in die Höhe von zirka 1500 m verfolgt. Bald findet man im Geröll, das diese steile aber leicht gangbare Schlucht erfüllt, abgerollte Trümmer des *Vesuvianfelses* mit zumeist nicht besonders gut ausgebildeten glänzenden *Vesuviankristallen*. Diese Trümmer als Leitspur verfolgend, erreicht man die Teilung des Tovo, dessen orographisch linken Ast man nur mehr kurz aufwärts verfolgt und den mit kleineren Vesuvianfelstrümmern versetzten sehr steilen, orographisch rechten Hang überwindend, steht man vor dem berühmtesten Fundpunkt des Vesuvians in den Alpen. Eine Kalksteinpartie ist vom Monzonit eingeschlossen und in ihrer Gesamtheit in Vesuvianfels umgewandelt worden, der also gewissermaßen im Monzonit schwimmt. In horizontalen Klüften des Vesuvianfelses fand man früher die prachtvollsten Kristalle, wie sie heute ohne Sprengen kaum mehr gewonnen werden können. Im Waldboden unmittelbar unter diesem Fels kann man aber immer noch ganz schöne Kristalle finden, wovon wir uns überzeugen konnten. Von diesem Fundort stammen die meisten unter der Bezeichnung Canzocolli in den Sammlungen liegenden Vesuviane. Nach kurzem Abstieg in den orographisch rechten Arm des Tovo gelangt man zu einer Steilstufe des Tovo (Quelle), ober der an dieser Seite *Rombergs* Bostonit, den ich als *Gauteit* erkannte, zusammen mit mehreren Gängen von *aplitischen Syenit* ansteht. Der Gauteit sieht äußerlich diesen Syeniten recht ähnlich. Beim Abstieg benützt man im unteren Teil des Tovos die Fortsetzung des Weges vom Monzonitbruch, die als schmaler Steig auf den Rücken zwischen Tovo di Vena und Val Orca führt, in das man steil und weglos absteigend gelangen kann und dort frischen Labradormonzonit und Augit- bzw. Uralinmonzonit antrifft. Von hier oder vom Rücken gelangt man leicht wieder zur Avisiobrücke. Bei dieser Gelegenheit lohnt sich ein Besuch der Steinmetzwerkstätte nahe der Brücke am linken Avisioufer, wo man angesägte und polierte Proben verschiedener Monzonitarten, des roten Predazzaner Granites und verschiedener Sedimentgesteine der Umgebung sehen und um ein Billiges Stücke der Abfälle erwerben kann.

2. Tag. Roter Granit — Mezzavalle — Bedovina. Auf der Straße nach Forno-Moena gleich hinter Predazzo zu den alten und neueren, aber dermalen nur schwach betriebenen *Granitbrüchen*. Bei günstiger Gelegenheit kann man die bekannten *Turmalinsonnen* kleinerer oder größerer Dimensionen sammeln und sich überzeugen, daß der Turmalin niemals zum ursprünglichen Bestand dieses Granites gehört, sondern später zugleich mit Verquarzung und stellenweise geringfügiger Vererzung (Pyrit, Kupferkies, also die Paragenesis der Bedovina) entstanden ist. Scheelit wurde hier in früherer Zeit nur als große Seltenheit gefunden. Die Camptonitgänge im Bereich der Brüche sind heute völlig zersetzt. Vor der Häusergruppe Mezzavalle verläßt man die Straße und verfolgt in der gleichen Richtung den Weg am linken Avisioufer und gelangt bald zu den großen Blöcken von *Monzonit*, der unmittelbar darüber ansteht. Hier fällt die starke Differentiation dieses Gesteines auf, vom basischen *Labradormonzonit* mit seinem großen Gehalt von lichten basischen Plagioklasen über *Biotitmonzonit*, von dem ein Teil in seiner mineralischen Zusammensetzung dem sogenannten Normalmonzonit *Rombergs* entspricht, einem in Wirklichkeit recht seltenen Differentiationsprodukt, das fast ebensoviel Kalifeldspat wie Plagioklas (Andesin-Labrador) enthält, zum selteneren *Quarzmonzonit*, der schätzungsweise bis zu 6% Quarz führt, den ich von dort beschrieben habe. Auch Unterschiede in der Größe der Gesteinsmineralien zeichnen diese auch äußerlich recht verschiedenen Monzonitarten aus, die hier von seltener Frische sind. Den Weg am Ufer weiter verfolgend gelangt man gegenüber den Häusern von Mezzavalle zu einer breiten von Runsen durchfurchten Sturzhalde, in der Trümmer der am oberen Rande anstehenden lichtroten aplitischen *Syenitgänge* liegen. Am N-Rande dieser fand ich noch 1937 Partien

von *Gymnit*, von dem 1952 nichts mehr zu finden war. Vom Ende der Halde verfolgt man den zuerst ein kurzes Stück talaufwärts führenden, zuerst mäßig, dann stärker ansteigenden ziemlich verwahrlosten Weg, der bald steil bergwärts führt. Er ist auf den Karten nicht eingetragen. Man gelangt auf eine stark verwachsene etwas flachere Waldwiese, wo sich der Steig fast völlig verliert. Von hier an steigt man nicht mehr gerade bergwärts, sondern quert nur schwach ansteigend diese Wiese talauswärts, also gegen Süden und findet am Ende der Wiese wieder den nun deutlich ausgeprägten alten Bergweg, der nicht besonders steil ansteigend immer südgerichtet, immer deutlich Monozit verquert und direkt zur Lagerstätte der *Bedovina* führt. Diese Cu-Wo-Lagerstätte hat eine abenteuerliche Abbaugeschichte, sie hat niemals einen wirklichen Erfolg gezeitigt. *(Granigg, Lazarević* und *Kittel)*. 1937 war sie dem Besuch verschlossen. Nun ist sie völlig verlassen und dem Verfall überantwortet, die alte Seilbahn abmontiert. Im letzten Betrieb ist diese Lagerstätte durch einen zirka 150 m tiefer angesetzten Unterbaustollen, zu dem der Weg führt, unterfahren worden. Auf der oberen alten Abbaustelle steht die Ruine des Berghauses. Die Stollen, verschlossen und unbefahrbar, liegen im Porphyrit, der hier überwiegend Augitporphyrit ist und verqueren im oberen Horizont den *Liebeneritporphyrgang* des Val Fessuraccia, der vererzt ist. Da die Vererzung vom nahen Granit ausgeht (in pegmatitischen quarzigen Gängen im Granit an der Straße im Avisiotal in sehr geringem Ausmaß dieselbe Vererzung), ist dadurch das vorgranitische Alter der Liebeneritporphyre und der anderen Nephelingesteine des ganzen Gebietes erwiesen, die man auch niemals im Granit trifft. In der Halde, die unter dem Unterfahrungsstollen beginnt und hoch über das Niveau des Berghauses reicht, kann man *Kupferkies*, *Pyrit* (diesen auch in kleineren Kristallen), den in großen Mengen auftretenden bekannten stengelig und strahligen *Turmalin*, im oberen Niveau *Scheelit* auch in größeren aber schlecht ausgebildeten Kristallen in Turmalin eingewachsen sammeln. Da Scheelit das gesuchte Erz war, ist das Fehlen dieses Minerals in den viel jüngeren unteren Halden entweder darauf zurückzuführen, daß man ihn dort nicht fand, oder daß keinerlei Reste dieses wertvollsten Minerales des Bergbaues in die Halde kamen. Selten sind schmale, langsäulige, manchmal grünliche *Apatit*kristalle und rote neugebildete *Kalifeldspat*kristalle im oberen Niveau zu finden. Obere und untere Abbaustelle sind beiderseits durch völlig verwachsene Steige verbunden. Im oberen Horizont fanden wir auch im Nephelingestein grüne *Liebeneritpseudomorphosen*.

3. Tag. Rechtes Travignoloufer — Granit — Val deserta — Nephelingesteine an der Rollepaßstraße — Boscampo. Bald hinter Predazzo kann man an der Rollepaßstraße die alten *Granitbrüche*, die neben rotem auch grauen bis *violetten Granit* enthalten, studieren. Er ist hier ärmer an *Turmalin* als an der Straße nach Mezzavalle. Dann steigt man das Val deserta an und muß feststellen, daß der dort anstehende *Biotitsyenit* ziemlich stark zersetzt ist. Wir besichtigen dann den zirka 1 m mächtigen ersten *Camptonitgang*, zu dem etwas oberhalb des gänzlich verwahrlosten Steiges die schwarzen, grauangewitterten Trümmer dieses letzten Eruptivgesteins der Predazzo-differentiationsreihe führen. Die am frischen Bruch tief samtschwarzen Barkewikite erreichen hier bedeutende Größe, sind aber nicht so gut ausgebildet, wie im bedeutend unfrischeren Camptonit von Roda im Quarzporphyr südlich von Predazzo. Dieses Gestein vom Val deserta ist frischer als die Camptonite höher oben im vielfach verzweigten, steilen, trümmerbedeckten Tal. Zur Rollepaßstraße zurückgekehrt, verlassen wir sie hinter dem Straßenbetreuerhäuschen, steigen durch stacheliges Buschwerk zu den Wänden auf, queren, auf- und absteigend, ihren unteren Rand und besichtigen die zahlreichen, meist aber arg zersetzten Liebeneritporphyr- und Camptonitgänge, die nirgends in größerer Zahl auftreten als hier. Am Ausgang der kleinen Schlucht, die val di Tai genannt wird, findet man noch etwas vom *gekalifeldspateten* und dadurch *rot gefärbten Monzonit* mit seinen schmalen *Granit- oder Syenitaplitgängen*. Konnte

ich noch 1937 Übergänge von nur schwächer zersetztem grünem *Nephelinsyenitporphyr*, von *Romberg* und *Penck* als *Tinguaitporphyr* bezeichnet, über braunen zum ziegelroten *Liebeneritporphyr* finden und in einem Handstück alle drei Zustandsformen schlagen, so leitete mich diesmal erst nach längerem Suchen ein Stück eines solchen grünen Porphyrs in eine steile, schwer zugängliche Rinne schon gegen das Val delle Scandole zu und auf einen schmalen gänzlich verwachsenen Rücken. Es ist nur der außerordentlichen Klettertüchtigkeit des Geologen *Gerh. Müller* zu verdanken, daß ein Block dieses *grünen Nephelinporphyres* (Tinguaites) gefunden werden konnte, der an *Frische* alles übertrifft, was von diesem Ausgangsgestein eines Teiles der Liebenerite bisher gefunden worden ist (Val Fessuraccia durch *Romberg* und seine Begleiter, wobei gesprengt werden mußte). Mein Schüler Herr Dr. *Zwicker* hat dieses Gestein analysiert. Die Analysenberechnung fällt ebenso wie die der Analyse von *Dittrich* am Gestein vom Val Fessuraccia in das Normalfeld des Nephelinporphyres, aufs neue die Überflüssigkeit dieser Abtrennung beweisend. Es konnte Sodalith und vereinzelte größere Biotite als neue Bestandteile nachgewiesen werden. Die gesamten als Liebeneritporphyre bezeichneten nach einer bestimmten Richtung hin veränderten Nephelinsyenitporphyre stammen nicht von diesem Typus, denn es ist an ihnen durch den Nachweis der gleichen von Spaltrissen durchzogenen Nepheline auch die Abstammung mancher dieser roten Gesteine von den im frischen Zustand grauen Nephelingesteinen, wie wir sie im Val Coccoletti diesmal wieder fanden, nachweisbar. Im Gebiet um die Boscampobrücke fanden wir einen dunklen *Uralitmonzonit* und leider stark zersetzte Liebeneritporphyre.

4. Tag. Val delle Scandole — Val Coccoletti — Tovo lungo — Felsentor (La porta). Durch das val delle Scandole ansteigend, das im unteren Teil nur mehr zersetztes Material enthält, querten wir zuerst auf einem Rest des in den Karten eingetrageren früher von Geologen viel begangenen Fontaniveweges, der 1937 noch halbwegs erhalten war, dann ohne Weg in das Val Coccoletti. Dort konnten wir im unteren Teile verhältnismäßig frische Blöcke des grobstruierten *Nephelinsyenitporphyres* mit großen Nephelinen finden, ein Gestein, das in verschiedenen aber einander ganz ähnlichen Ausbildungen *Osann* und *Hlawatsch* optisch untersuchten und musterhaft beschrieben haben, *Dittrich* und *Hlawatsch* quantitativ analysiert haben und ich in einem Sodalith führenden Typ untersucht habe. Ich hatte 1937 zu hoch oben, nur im Anstehenden nach *Pencks* Beschreibung gesucht, hatte aber 1907 zusammen mit *Antonio Morandini*, dem Führer *Rombergs*, frisches Material aus dem Anstehenden gewonnen, und 1940 beschrieben. 1937 war vom Anstehenden nichts haßbwegs Frisches zu gewinnen. Daß nun dieses schönste aller Nephelingesteine im unteren Coccoletti in keineswegs geringen Mengen noch zu finden war, ist eine erfreuliche Feststellung dieser Exkursion. Weiter hinauf im Coccoletti, noch vor dem Anstehenden, war aber auch an Blöcken nichts mehr zu finden. Es ist zu hoffen, daß immer wieder abgesprengtes Material seinen Weg in diese tieferen Teile des Tales nehmen wird. Nun ging es zuerst pfadlos nach N ansteigend weiter. Mit Hilfe des Kompasses konnte ein neuangelegter Steig, der noch höher hinauf führt, gewonnen werden, der uns bis in die Nähe des zirka 1600 hohen *Magnesitstollens* brachte. Sein Mundloch ist verschüttet, der Stolleneingang eingestürzt. Sein altes Fördergut — eine Abförderung scheint nie stattgefunden zu haben — war aber heute noch in genau dem gleichen Zustand wie 1937 erhalten. Der derbe feinkörnige, massige *Magnetit* liegt, wie ich mich 1937 überzeugen konnte im Labradorporphyrit unmittelbar an der Monzonitgrenze. 1937 habe ich bald unter dem Stollen auf steilem Hange in ziemlicher Mächtigkeit einen sehr *frischen lichtgrauen, feinkörnigen Nephelinsyenit* finden können und beschrieben. Nun nach 15 Jahren war das Gestein, so tief es mit dem Hammer aufschließbar war, zersetzt, so rasch schreitet in diesem Gebiete an manchen Stellen die Zersetzung vor. Pfadlos quert man nun in das nur

wenig ausgeprägte Tovo lungo, wo von der Nephelingesteinsbreccie ebensowenig zu sehen war wie 1937. Dann findet man einen Pfad, der absteigend ins obere Val Viezzena zum Felsentor (la Porta) führt. Steile, von Liebeneritporphyrgängen durchzogene Felsen von grobkörnigem *Aegirinsyenit* bieten Bach und Pfad nur einen schmalen Durchgang. Der Syenit war nur spärlich in frischen, schwer zu bearbeitenden Stücken zu gewinnen. Hereinbrechender Regen verhinderte die höchstwahrscheinliche Bestätigung meiner Feststellung von 1937, daß an diesem bekanntesten Fundort schöner Liebeneritsäulchen im Liebeneritporphyr der rechten Talseite wenig mehr zu finden ist.

5. Tag. SW-Runse und linkes Travignoloufer im Bereich des weißen Hauses. Der Besuch der SW-Runse kann auch, wie wir es gemacht haben, noch nach der Rückkehr von einer der anderen Tagesexkursionen erfolgen. Man steigt oberhalb der Bänke am Waldesrand an der Grenze zwischen Granit und Porphyrit zirka $^1/_2$ Stunde sehr steil an, bis man zu zwei übereinanderliegenden Versuchsstollen kommt. 1937 fand ich nur einen solchen kurzen Einbau, der an der Grenze Granit—Porphyrit derben *Bleiglanz* in spätigem *Flußspat* in anscheinend nicht unerheblichen Mengen, aber offenbar nur in einer vereinzelten Linse zu Tage brachte. Heute ist in keinem der beiden Versuchsstollen auch nur eine Spur von diesem Bleiglanz zu sehen. Der *„Riesengranit"* mit seinen großen tiefroten *Kalifeldspaten*, 1937 nur mehr zum geringen Teile frisch, ist an dieser Stelle — dem oberen der beiden Stollen — nur mehr völlig zersetzt zu finden. Es ist ein *Granitpegmatit* mit großen Kalifeldspaten und wenig aber ebenfalls großen Quarzen. Beim Abstieg fand ich in einer ganz kleinen parallel laufenden Rinne weiter nördlich aber in unmittelbarer Nähe der SW-Runse noch Trümmer frischeren Pegmatites und auch noch Reste der großen *kappenquarzartigen Quarze*, die ich 1937 noch am Fundort beim oberen Stollen antraf und beschrieben habe. Hingegen erzielte die Exkursion reichliche Ausbeute an schönem *Molybdänglanz*, der unmittelbar an der Grenze des jüngeren Granites und des viel älteren Porphyrites im ersteren Gestein in großen blättrigen Aggregaten auftritt, das schönste Vorkommen dieses Minerales in den Ostalpen. Ich hatte 1937 einem einheimischen Mineraliensucher Geheimhaltung des Fundortes versprochen, glaube mich aber durch das jetzt reiche Auftreten dieses Minerales meines Versprechens entbunden. Es scheint allerdings so, daß diese Stelle schon recht lange nicht mehr von einem Mineraliensucher oder Wissenschaftler besucht worden ist.

Wir wollten am 5. Tage, an dem uns nur mehr der Vormittag zu Gebote stand, den Monzonit-Kontakt im Tovo d'aqua und den Essexit an der Talsohle des Travignolo im Gebiete des weißen Hauses am Hang der Malgola besuchen. Einbruch von Schlechtwetter hinderte uns daran. Ich habe dann noch feststellen können, daß im oberen Gardonetal zwischen Malga Gardone und Val Canazei der von *Romberg* beschriebene Syenit nur mehr aus oberflächlich zersetzten Blöcken gewonnen werden kann, daß die Gänge von Quarzbostonit *Rombergs*, die ich als Syenit erkannt habe, im weiteren Bereich der beiden Malgas Sazina nicht mehr zu finden waren.

Wenn geringere Zeit zur Verfügung steht, so kann immerhin Tag 3 und Tag 4 in eine Exkursion zusammengezogen werden. Dadurch, daß die SW-Runse und das kurze Stück des rechten Travignoloufers (weißes Haus) an Tag 1 und 2 angehängt werden kann, ist auch mit drei Tagen das Wesentlichste dieses Programmes zu machen.

Einige zusammenfassende Arbeiten über Predazzo:

Romberg, J., Über die chemische Zusammensetzung der Eruptivgesteine in den Gebieten von Predazzo und Monzoni. Anh. zu den Abh. Preuss. Akad. d. Wiss. 1904. — *Romberg, J.*, und *C. Burri*, Neue Beiträge zur Petrographie von Predazzo und Monzoni. Neues Jahrb. f. Min. Geol. etc. Beilbd. 58 (1928), 109. — *Granigg, B.*, Die Turmalin-führende Kupferkies-Scheelit-Lagerstätte am Mt. Mulatto bei Predazzo.

Ztschr. f. prakt. Geologie *21* (1913), 492. — *Lazarevic, M.,* und *E. Kittel* (jun.), Einige Untersuchungen der Kupferkies führenden Mineralgänge am Mt. Mulatto bei Predazzo. Österr. Zeitschr. f. Berg- und Hüttenw. 1913. — *Penck, W.,* Der geologische Bau des Gebirges von Predazzo. Mit einer geologischen Karte 1 : 25.000. Neues Jahrb. f. Min. Geol. etc. Beilbd. *32* (1911) 239. Die *wichtigste* Arbeit für eine Exkursion, da sie als einzige nach den Lokalitäten angeordnet ist und einen ausgezeichneten Führer darstellt. — *Vardabasso, S.,* La carta geologica di territorio eruttivo di Predazzo e Monzoni 1 : 25.000. Zwei Kartenblätter. — *Vardabasso, S.,* Il problema geologica di Predazzo in un secolo di ricerche, con alcune osservazione sull'origine de la distribuzione delle rocce errutive in generale. Atti d. Acad. Sci. Veneto-Trentino-Istriana *13* (1922), 155. — *Vardabasso, S.,* Rapporti fra attività magmatica e vicende tettoniche nella provincia petrographica di Predazzo. Com. Rend. Intern. Geol. Congr. XV. Pretoria, 1929, erschienen 1930, Bd. II, 49. — *Leitmeier, H.,* Aus Predazzo. Mineralog.-petrogr. Mitt. *52* (1940), 155.

Diskussion: *Kieslinger, Leitmeier.*

Generalversammlung

am 23. Februar 1953.

Die Gesellschaft gedenkt trauernd des schweren Verlustes, den die mineralogische und petrographische Forschung durch den Tod von Prof. Dr. *Paul Niggli,* Zürich, erlitten hat.

Der bisherige Vorstand wird unter Einbeziehung von Prof. Dr. *F. Raaz* wiedergewählt, ebenso der Rechnungsprüfer. Die Zahl der Mitglieder hat sich auf 116 erhöht, der Mitgliedsbeitrag von S 10.— (S 4.— für Studierende) wurde beibehalten, für Ausländer wegen der hohen Portokosten auf S 20.— erhöht.

In der vorausgegangenen Vorstandssitzung wurde beschlossen, mit Unterstützung des Notringes der wissenschaftlichen Verbände Österreichs fallweise Sonderhefte der Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft herauszugeben.

Neu aufgenommene Mitglieder: Dr. *F. Bauer,* Dr. *W. Schmidt,* Dr. *V. Steinocher, S. Strobl,* Dr.-Ing. *Wieden.*

Vortrag:

Ch. Exner:

Petrographische Beobachtungen beim Bau der Kamp-Kraftwerke im Niederösterreichischen Waldviertel.

Berichtet wird über kristalline Schiefer und Granite des tief denudierten variszischen Gebirges der südlichen Böhmischen Masse. Die künstlichen Aufschlüsse (Stollen, Sperrstellen und Steinbrüche) beim Bau der Kamp-Kraftwerke lieferten zusammenhängende geologische Profile und frisches Gesteinsmaterial. Das untersuchte Gebiet liegt am mittleren Kamp zwischen Ottenstein und Wegscheid.

Die kristallinen Schiefer dieses Raumes sind alpinotyp gefaltet. Ihre Faltenachsen liegen flach und streichen N S. Später drang in diesen Faltenbau der Rastenberger Granit ein. Der Rastenberger Granit stellt einen Teilkörper des südböhmischen variszischen Granitbatholiten dar. Der Kontakt des Rastenberger Granits gegen die kristallinen Schiefer des untersuchten Gebietes ist ein Parallelkontakt ohne beträchtliche Aufschmelzungserscheinungen des Nebengesteines. Steile Faltenachsen der kristallinen Schiefer in unmittelbarer Nähe der Granitgrenze weisen darauf hin, daß der aufdringende Rastenberger Granitkörper die kristallinen Schiefer örtlich aufgebogen hat. Die prachtvollen Grobmengungen des Granits mit basischen Fischen sind älterer Entstehung (ortsfremd).

Die kristallinen Schiefer des untersuchten Raumes bestehen aus einer mächtigen Paragesteinsserie und zwei Orthogneiskörpern (Spitzer Gneis und Gföhler Gneis).

Die Paragesteinsserie setzt sich aus Abkömmlingen von Sanden, Tonen, Mergeln und Kalken zusammen, die heute als Quarzite, Glimmerschiefer, Plagioklasgneise, Augitgneise und Kalkmarmore vorliegen. Über die Entstehung der Amphibolite konnte wenig in Erfahrung gebracht werden.

Der Spitzer Gneis des Kamptales ist ein straff geregelter granitischer Gneis, der teilweise als Augengneis mit Kristallaugen von *Orthoklas* und *Mikroklin* ausgebildet ist. Auffallend sind die zahlreichen dünnen Amphibolitbänder im Spitzer Gneis. Aplitische Durchäderung dieser Amphibolite geht vom Spitzer Gneis aus. Spitzer Gneis und seine Amphibolitbänder zeigen *inverse Zonenstruktur des Plagioklases*. Hingegen fehlt invers zonarer Plagioklas in den aplitischen Adern und in den Aplitgneis-Varietäten des Spitzer Gneises. Die Grenze des Spitzer Gneises gegen die Paragesteinsserie ist unscharf. Der Vortragende meint, daß der Spitzer Gneis *älter* ist als die Paragesteinsserie und die Amphibolite. Wahrscheinlich wurden die Paragesteine über dem alten Grundgebirge des Spitzer Gneises sedimentiert. Während eines späteren Aktes wurde dann der Spitzer Gneis mitsamt den Paragesteinen und Amphiboliten gefaltet und mit Alkalimobilisationen umgeprägt (rejuveniert).

Der Gföhler Gneis liegt bei Thurnberg-Wegscheid diskordant auf den Paragesteinen. Seine Grenze gegen die Paragesteine ist scharf. Die Korngröße (Kristallinität) der Paragesteine nimmt in Richtung zum Gföhler Gneis zu. Unmittelbar unter dem Gföhler Gneis sind die Paragesteine aplitisch-pegmatoid injiziert und aufgeschwemmt, teilweise sogar zu neuen, mehr oder minder regellos körnigen Gesteinen homogenisiert. Es finden sich sehr interessante Grobmengungen: Zum Beispiel Metadiorite (homogenisierte injizierte Amphibolite), gefeldspatete Kalkmarmore und Augitgneise mit sonderbaren inversen Zonenstrukturen der Plagioklase. In diesen Fällen ist die Hülle des Plagioklases reich an polysynthetischen Zwillingslamellen, während der Kern des betreffenden Plagioklaskornes frei von Zwillingslamellen bleibt. In den aplitisch-pegmatoiden Adern dieser injizierten Amphibolite und Paragesteine herrscht Plagioklasvormacht. Plagioklaspegmatite sind vorhanden.

Eine ausführliche Darstellung der Untersuchungsergebnisse mit geologischer Karte, Profilen und Detailbeschreibungen der beim Vortrag demonstrierten Gesteine findet sich im Jahrbuch der Geolog. Bundesanstalt Wien, Band 96, 1953.

Diskussion: *Waldmann, Köhler, Wieseneder, Rassmann* und *H. Küpper*.

Monatsversammlung

am 13. April 1953.

Vorträge:

H. Tertsch:
Neueres von der Kristallhärte.

Der Vortragende ging von der Tatsache aus, daß schon *Huyghens* 1690 anläßlich seiner grundlegenden, optischen Untersuchung des Kalkspates die Abhängigkeit der *Ritzhärte* von der Richtung des Ritzers erkannte und mit seiner „Fischschuppentheorie" zu deuten versuchte. Damals wurde zum ersten Male deutlich, daß die Härte zu den vektoriellen Eigenschaften der Kristalle gehört, wo, je nach dem untersuchten Mineral, Ritzversuche in Richtung und Gegenrichtung ganz verschieden ausfallen können, wenn die beiden Richtungen kristallographisch ungleich sind. Die seit *Exners* preisgekrönter Arbeit über die Ritzhärten-Anisotropie bei Kristallen immer wieder unter verschiedenen, kleinen Abänderungen der Untersuchungsmethode erzielten Ergebnisse bestätigten die *Huyghens*che Entdeckung der Härteanisotropie in weitestgehendem Maße, wenn sich auch die einfache Deutung nicht restlos festhalten ließ In allerletzter Zeit zeigte nun *Smekal*, daß es bei Herabsetzung der Prüflasten für

Ritzversuche möglich ist, so feine Ritze zu erzielen, daß diese „bruchfreien" Ritze sich als *nicht* mehr abhängig von der Ritzrichtung erweisen. Das kann nur bedeuten, daß der Einfluß der Spaltbarkeit ausgeschaltet wurde, weil sich die Ritzspuren innerhalb jener Ausmaße bewegen, die für die Gitterblöcke gelten, aus denen der „Realkristall" aufgebaut ist. Eine völlig sichere Erklärung dieser „bruchfreien Ritzversuche" liegt noch nicht vor, wenn sie auch in der angedeuteten Richtung zu erwarten ist.

Schleifhärte-Versuche, die in gewissem Sinne den Ritzversuchen an die Seite gestellt werden können, lieferten ganz ähnliche Ergebnisse, wie die *Exner*schen Ritzversuche. Auch die Schleifhärte erwies sich als eine vektorielle Kristalleigenschaft. In diesem Zusammenhang sind besonders neue, messende Versuche *Winchells* an Diamantkristallen bedeutungsvoll. Dabei ergaben sich je nach der Richtung der Schleifversuche Unterschiede fast im Verhältnis 1 : 100. Es bestätigte sich zahlenmäßig, daß die Härte auf der Würfelfläche des Diamants am kleinsten ist, größer jene auf den Flächen des Rhombendodekaeders. Die Oktaederfläche ist dagegen praktisch unschleifbar, was den Diamantschleifern beim „Rondieren" der Kristalle schon längst bekannt war und technisch ausgenützt wurde. *Hergheimer* versuchte, den Grund hiefür im Diamantaufbau aus „Fundamentalbereichen" des Kohlenstoff-Atomes im Diamantgitter (nach *Föppl*) zu finden und zu deuten.

In allen solchen Fällen zeigte sich die Härteanisotropie praktisch als recht störend und für eine möglichst einfache und *eindeutige* Härtebestimmung ungeeignet. Darum liefen schon sehr lange Versuche, eine Härte-Prüfmethode zu finden, die von der Prüf-*Richtung unabhängig* ist. Bei der Ritz- und Schleifhärte wird die Kristalloberfläche in zweifacher Weise beansprucht: 1. Einpressen einer ritzenden Spitze (Schleifkorn) in die Kristalloberfläche, 2. seitliche Verschiebung der eingepreßten Spitze. Neben dem Widerstand gegen das Einpressen („Druckhärte") kommt also noch die „Scherfestigkeit" parallel zur Oberfläche in Frage. Man glaubte daher, wenn man sich begnüge, einen Prüfkörper in die Kristalloberfläche einzupressen, ohne seitliche Verschiebung, werde man damit den für technische Härtemessungen so lästigen Anisotropie-Erscheinungen ausweichen.

Darum haben schon *Hertz* und *Auerbach* Härtemessungen durch Einpressen von Kugeln in die Kristalloberfläche ausgearbeitet. In der Technik wurde diese Methode zuerst als die *Brinell-Härte* („Kugeldruckhärte") bekannt. Die mathematisch-physikalische Auswertung der vermeßbaren Eindrücke war aber recht unübersichtlich, weil die in verschiedener Tiefe erzielten Druckmulden (Kugelabschnitte) bei Verwendung untereinander nicht ähnlich sind. Anders liegen die Dinge bei Verwendung eines *kegel*förmigen Eindruckkörpers. Hier sind die Eindrücke bei verschiedenen Eindringungstiefen untereinander durchaus ähnlich und es bestehen ganz einfache mathematische Beziehungen zwischen dem Durchmesser des Eindruckes und dessen Tiefe. Da aber die genaue Bestimmung des Durchmessers des Eindruckes auch unter dem Mikroskop nicht ganz einfach ist und kleine Abweichungen von der strengen Kreisform nach Größe und Richtung zahlenmäßig schwer festzuhalten sind, verwendet man nach *Vickers* Diamantpyramiden mit quadratischem Querschnitt und bekannten, bestimmten Neigungen der vier Grenzflächen. Gerade Umrißlinien sind viel leichter und sicherer zu vermessen und allfällige Verzerrungen des Umrisses rasch festzustellen.

Darum wurden in den letzten Jahren Härteprüfungen praktisch fast ausnahmslos mit der *Vickers*-Methode vorgenommen, und zwar hauptsächlich im Mikroverfahren unter Zuhilfenahme der Auflichtmikroskopie. Aber die in dieses Verfahren gesetzten Hoffnungen hatten sich nicht verwirklicht. Schon Kegeldruckversuche an verschiedenen Flächen des gleichen Kristalles zeigten (besonders bei nachträglicher Anätzung) merkwürdige Abhängigkeiten von der Flächensymmetrie und *Schulz-Hanemann* veröffentlichten Bilder von *Vickers*-Eindrucken auf Flächen von Antimonkristallen, die ganz beträchtliche, von der Orientierung der Eindruckspyramide

gegen die Kristallfläche abhängige *Verzerrungen* zeigten. Eine systematische Prüfung solcher Verhältnisse an verschiedenen Flächen des Kalkspates und an körnigem und dichtem Magnesit ergab, daß auch die *Vickers*-Härte deutlich von der Kristallsymmetrie abhängt und demnach für verschiedene Richtungen verschiedene Werte liefert. Der Vortragende erläuterte an mehreren Lichtbildern die beobachteten Verhältnisse, denen zufolge nicht-kubische Kristalle auch im Eindruckverfahren eine mehr oder minder deutliche *Anisotropie der Mikrohärte* verraten. Das *Meyer*sche Potenzgesetz der Abhängigkeit von Prüflast und Eindrucksgröße bringt es außerdem mit sich, daß die Mikrohärte nicht nur von der Orientierung des Eindruckes, bzw. der Kristallfläche, sondern auch in komplizierter Weise von der Prüflast abhängt.

Das Zustandekommen solcher, streng von der Kristallsymmetrie abhängiger Verzerrungen wie auch das Auftreten geschweifter Umrißlinien der ursprünglich geradlinig begrenzten Eindrücke machen es deutlich, daß neben dem Druck beim Einpressen des Prüfkörpers noch das *elastische* und *plastische* Verhalten des geprüften Kristalles maßgebend ist. Nach Aufhören des Druckes „federn" einzelne Kristallteile zurück. Da aber das elastische Verhalten von Kristallen durchaus von der Kristallsymmetrie abhängt, wird dieses Zurückfedern in verschiedenen Richtungen ungleich stark erfolgen bzw. liegt die Elastizitätsgrenze für verschiedene Richtungen ungleich hoch, woraus sich zwanglos alle beobachteten Verzerrungen deuten lassen. Demnach sind auch die Eindrucksmethoden nicht ausschließlich von dem Maß des Einpressens abhängig, sondern gleichzeitig auch durch das elastische Verhalten des geprüften Kristalles bedingt. Das heißt: das Härteproblem ist womöglich noch komplizierter geworden, als es bisher schon war. Dazu gehört auch die seltsame Tatsache, daß *gepreßtes* Material höhere Härtezahlen liefert als das unbehandelte, was ja an sich verständlich wäre. Aber nach einigen Wochen „erholt" sich das gepreßte Material wieder und zeigt die ursprüngliche, kleinere Härte. Derzeit findet diese Tatsache noch keine Erklärung. In der Tat ist die Frage der Kristallhärte auch heute noch das undurchsichtigste aller kristallphysikalischen Probleme.

Diskussion: *Przibram, Köhler, Kieslinger, Machatschki, Tertsch.*

K. Kontrus:

Vorlage neuer Mineralfunde aus dem Pinzgau.

Der Vortragende legte eine Reihe bemerkenswerter Mineralfunde aus dem Hollersbachtal, Habachtal, Untersulzbachtal und Krimmlerachental vor, welche nachstehend näher erläutert werden sollen. Die Funde stammen aus den Jahren 1951—1952.

Hollersbachtal: Bei einem örtlichen Sammler konnten zwei weitere Datolith-Kristalle aufgefunden werden, die dem Fund am Sandebentörl angehören. Die Kristalle sind zirka 2 bis 3 cm groß, blaßgrünlich, durchsichtig; Flächen glasglänzend, einzelne matt. Sie gehörten einem großen Kristallstock an.

Habachtal: Vom Smaragdbergbau in der Legbachrinne, schön gefärbte, teilweise klare Smaragde in hellem Talkschiefer, tief smaragdgrün in hexagonalen Säulen bis 5 cm Länge und 10 mm Stärke, 3 Stufen.

Eine Stufe aus der Grenzzone Biotitschiefer—Talkschiefer mit einem 7 cm langen Kristallstock und 11 mm Dicke.

Eine Stufe weißer Talkschiefer mit Biotitschüppchen. Der eingewachsene Smaragdkristall tief dunkelgrün, 10 mm stark, 3 cm lang mit Endflächen.

Leuchtendhellgrüne Smaragde als Kristallstock, 2 cm stark, 3 cm lang, stark tektonisch beansprucht, teils gebrochen, gebogen, in Tremolitschiefer.

Schön smaragdgrüne klare Kristalle in zuckerkörnigem Quarz, parallele Verwachsung von 3 Kristallen aus dem Tremolitschiefer, 2 smaragdgrüne 6×20 mm in derbem Milchquarz.

3 Scheelitkristalle teils in braunem Biotitschiefer, teils lose aus demselben, gefunden von H. Oberst i. R. *Zieger*. Die Kristalle sind undurchsichtig, dunkelgrau, gut ausgebildet, fettglänzend, Flächen vorherrschend (111), zurücktretend (101); Größe in der Richtung der C-Achse zirka 1, 3 und 4 cm.

Adularkristallstock aus 6 Kristallen nach dem Ende kleiner werdend, leicht chloritisiert, im Innern wasserklar.

Fundort Zwölferkogel:

Adular; großer Bavenoerzwilling 12 × 7 × 7 cm mit Rauchquarz durchwachsen von ebendort.

Untersulzbachtal:

Violette Apatite, loser 2 × 3 cm großer, flächenreicher Kristallstock von der Grenze Stockeralm gegen ärarischen Grund bei der Grundeckhütte.

2 Stufen mit aufgewachsenen 10 cm großen, flächenreichen, tief violetten Apatiten aus einer Gneiskluft mit Kalzit und Adular.

Rutilkristalle in Siderit und Calzedon aus losen Blöcken in der Talmitte, bis 2 cm lang, teils gebogen mit Endflächen, tiefblaurot, glänzend, frei aufsitzend.

Gamsmutter: Schöne, ölgrüne klare Sphene mit Adular und Chlorit und Kalzit, bis 3 cm lange Zwillinge.

1 Druse mit zirka 40 großen Kristallen von je 10 bis 20 mm Länge.

1 Druse mit zirka 20 großen Kristallen von je 10 bis 30 mm Länge.

1 Einzelaufgewachsener Zwillingskristall teilweise mit Chlorit überzogen auf Periklin von 4 cm Länge.

Hohe Fürlegg: Sphenkristalle, ähnlich wie von der Gamsmutter, etwas heller, ölgrün, mit Adular und Chlorit (ohne Kalzit), glänzend, sehr reiche Drusen, 4 Stufen bis 20 × 20 cm groß.

Krimmlerachental, bei der Warnsdorferhütte:

Hedenbergit, schwarze, glänzende, gedrungene Kristalle bis 10 mm groß in Bergleder oder mit Adular, Apatit, Byssolith; 3 Stufen. Die Stufen stammen zum Teil aus der Sammlung des Vortragenden.

Den Herren Dipl.-Ing. *R. Metzger*, Dr. *E. Thaller* und Dr. *Zirkl* sei an dieser Stelle für die aus ihrer Sammlung beigestellten Stufen herzlicher Dank ausgesprochen.

Diskussion: *Köhler, Kontrus.*

Monatsversammlung

am 20. April 1953.

Vortrag:

K. Kontrus:

Historisches und Aktuelles über die Epidot-Fundstelle an der Knappenwand im Untersulzbachtal.

Selten wird es einen Fundort für Mineralien geben, dessen Namen das Herz jedes begeisterten Sammlers höher schlagen läßt. Dies geschieht mit Recht, da die Knappenwand der einzige Fundort auf der ganzen Welt ist, an dem das so weit verbreitete Mineral Epidot in so ausgezeichneter Ausbildung gefunden wird. Wehmütig hört man heute den Seufzer: „Dort ist ja nichts mehr, der Fundort ist ja bereits ausgebeutet." Ja, es ist richtig, Jahrzehnte lang wurde nichts Schönes gefunden und Epidotstufen von der Knappenwand zählen zu den größten Kostbarkeiten von denen sich niemand trennt und daher sind gute Stücke kaum im Handel oder im Tauschwege zu erhalten.

Viele haben den Fundort aufgesucht, der leicht zugänglich am Beginn des Untersulzbachtales, an der orographisch rechten Talseite, liegt. Sie mußten jedoch enttäuscht, ohne wesentliche Ausbeute den Heimweg antreten, nur selten gelang es, in der Schutthalde einzelne lose Epidotkriställchen aufzufinden. Nur in monatelanger müh-

seliger Kleinarbeit, unterstützt von Bohrmeisel und wenig brisanten Sprengmitteln, gepaart mit einer guten Portion Finderglück, ist mit einer befriedigenden Ausbeute zu rechnen.

Über das historische Schicksal der Fundstelle — soweit es dem Vortragenden zugänglich war — sollen im folgenden einige Angaben gemacht werden, die jedoch keinen Anspruch auf Vollständigkeit erheben.

Im Jahre 1865 wurde die Fundstelle von Alois Wurnitsch, dem Großvater des heute lebenden Alphons Wurnitsch, beim Rasten an der Quelle unter dem heutigen Epidotbruch entdeckt. Er fand lose Epidotkristalle und gab sie an Ritter *v. Zepharovich* zur Untersuchung weiter, der 1866 darüber berichtete. 1. Zur selben Zeit wurde der Fundort von Herrn Andrä Bergmann aus Innsbruck ausgebeutet. 1869 beschrieb *Brezina* einen Besuch der Fundstelle und gab anschließend eine kristallographische Beschreibung der Stufen, die damals vom Wiener Naturhistorischen Museum erworben worden sind. 2. Als Helfer Bergmanns hat an der Knappenwand der Neukirchner Bauer Sebastian Trojer, genannt Schwabreitbauer, gearbeitet. Aus dieser Zeit stammen die schönsten Funde, die die Sammlungen von Wien, London und Budapest zieren. Anschließend an Bergmann betrieb der „Postwirt" von Neukirchen am Großvenediger Albert Schett den Bruch. Ihm folgte der Bauer Alois Hollaus vulgo Krapflbauer, welcher den Bruch allein bis zum Jahre 1905 in Pacht hatte.

In der Zeit von 1905 bis etwa 1910 betrieb ein Herr Nicolussi (Nicolassi) den Bruch. In dieser Pachtzeit ging infolge ganz unbergmännischer Abbaumethoden viel schönes Material zu Grunde. Es wurden viele meterlange Sprenglöcher besonders an der Firste der Höhle angesetzt und mit schweren Ladungen alles zertrümmert. Trotz dieses Raubbaues ist fast nichts gewonnen worden und auch später waren die meisten gefundenen Stufen zerbrochen.

Nach dieser unglücklichen Ära Nicolussi, pachteten Johann Breier und Hannes Schmidt die Fundstelle, jedoch soll auch ihnen kein wesentlicher Erfolg beschieden gewesen sein.

Im Jahre 1933 wurde der Epidotbruch von der Fa. Anton Berger in Mödling in Pacht genommen. Dieser beauftragte Karl Wurnitsch, den damaligen Pächter der Türringerhütte mit dem Abbau. Als Helfer fungierte Peter Trojer, der Sohn des oben erwähnten Sebastian Trojer, der heute noch auf seinem Hof als Schwabreitbauer lebt. Der Schwabreitbauernhof ist ein Bergbauernhof und liegt am Eingang ins Untersulzbachtal.

1934 pachteten Sepp Meier und Herr Oberlehrer Ullhofer aus Neukirchen den Bruch. Auch diesen blieb ein wesentlicher Erfolg versagt.

Nach dem Kriege, seit dem Jahre 1947 beuten die derzeitigen Pächter Stockmeier Kajetan und Schuchter Ehrenreich die Fundstelle aus. Bei Anwendung größter Vorsicht und sparsamster Verwendung von Sprengmitteln gelang es ihnen, eine verhältnismäßig reiche Ausbeute zu erzielen.

Dem Besucher des Fundortes bietet sich heute ein imposanter Anblick. Das ausgesprengte Gewölbe reicht zirka 20 m in die Wand und weist bei einer Breite von 12 m eine Höhe von 8 m auf. Der Boden des Fundortes ist mit riesigen Blöcken des anstehenden Epidot-Amphibolschiefers bedeckt, aus der Zeit des Raubbaues Nicolussi stammend. Mitten durch die Höhle zieht sich ein Ost-West streichender senkrecht einfallender Aplitgang. Er streicht konkordant mit dem Epidot-Amphibolschiefer. Der Aplitgang zeigt eine Mächtigkeit von 10 bis 20 cm. Von diesem Gang aus sieht man zahlreiche Klüfte ausgehen, die mit Byssolith bedeckt sind. Man kann mit Recht vermuten, daß dieser Aplitgang der Bringer der heißen Lösungen war, welcher zur Ausscheidung der Epidote in den Klüften führte. Nach dem bisherigen Aufschluß sind Klüfte bis zu einer Entfernung von 6 m vom Aplitgang seitlich zu beobachten. In der Nähe des Aplitganges führen die Klüfte nur Byssolit, während die schönsten Epidote

und sonstigen Mineralien erst in einiger Entfernung vom Aplitgang ihre beste Ausbildung erfahren. Die Klüfte sind keine reinen Querklüfte, sondern wechseln des öfteren ihre Richtungen und vereinigen sich oft zu ganzen Kluftsystemen.

Die größte Ausbeute in den letzten Jahren wurde an der rechten Wandseite am Eingang zur Höhle gemacht. Dank der Initiative unseres Mitgliedes Herrn Dipl.-Ing. *Metzger* gelang es, den größten Teil der gefundenen Stufen dem Inland zu erhalten und ein Teil davon ist heute hier ausgestellt.

Die gefundenen Epidote zeigen die gleich schöne Ausbildung und Qualität wie die schönsten bisher gefundenen klassischen Stücke. Besonders sei aufmerksam gemacht auf die Unverletztheit der Drusen, die Dank der vorsichtigen Gewinnung und des umsichtigen Transportes sogar noch die zentimeterlangen Haarkristalle des Byssoliths unverletzt aufweisen. Bei den neuesten Funden sind alle bisher an der Knappenwand bekannten Mineralien vertreten. Nur Scheelit wurde in letzter Zeit nicht gefunden. Die bisher bekannte Paragenese ist durch wasserklare Bergkristalle zu ergänzen. Dieselben sitzen als jüngere Bildung auf den Byssolithhaaren und umhüllen häufig Epidotkristalle. Sie sind von gedrungener Form und meistens stark verätzt. Die neugefundenen Apatitkristalle weisen eine Größe bis zu 4 cm auf und sind leicht violett gefärbt. Besonders schön ist der weiße Feldspat, der den Epidot häufig begleitet. Nach Tschermak (3) handelt es sich um einen Adularalbit, eine orientierte Verwachsung von Albit und Adular. Der Kern der blendend weißen Kristalle sind Albitlamellen, die nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt sind. Die an diesen Lamellen fortwachsenden Adularkristalle sind ebenfalls in Zwillingsstellung nach dem Karlsbader Gesetz. Bemerkenswert sind stark gekrümmte Epidotkristalle, welche vermuten lassen, daß eine tektonische Beanspruchung der Höhlen und Klüfte während der Dauer der Auskristallisation der Epidote stattgefunden hat.

Hoffentlich ist es den jetzigen Pächtern der Fundstelle möglich, in der bisherigen Form weiter zu arbeiten, denn dann können wir mit Sicherheit darauf rechnen, daß noch manche gute Stücke von dem einzig dastehenden Mineral zu Tage befördert wird. Eine wesentliche Erleichterung des Abbaues könnte erreicht werden, wenn nach dem Kahlschlag des unter dem Fundort stehenden Waldes, der in der Höhle liegende Abraum zu Tal gelassen werden dürfte bzw. mit einer provisorischen Seilbahn ohne Gefährdung der talwärts liegenden Werte abtransportiert wird. Sei dem wie immer, es bleibt uns die berechtigte Hoffnung, daß wir noch manch schönes Stück von dieser Fundstelle erhalten werden, denn der Aplitgang ist viele, viele Meter die Knappenwand aufwärts, senkrecht nach oben mit freiem Auge zu verfolgen. Die Epidotfundstelle an der Knappenwand ist also noch lange nicht erschöpft.

1. *Zepharovich, R. v.*, Jahrbuch d. Geol. Reichsanstalt *19* (1869), 233. — 2. *Brezina, A.*, Tschermaks Min. Mitt. 1871, S. 49. — 3. *Tschermak*, Tschermaks Min. Mitt. *III* (1872), 169.

Diskussion: *Leitmeier, Schiener, Zirkl, Granichstädten, Metzger, Haberlandt, Kontrus.*

Nachtrag zur Monatsversammlung

vom 19. März 1951.

Vortrag:

W. Berger:

Mineralien von Rio Marina (Elba).

Von den Eisenlagern an der Ostküste von Elba sind gegenwärtig nur die von Rio Marina im Nordteil des Gebietes durch rege Bautätigkeit aufgeschlossen. Ein kurzer Besuch im Frühling 1950 gab mir Gelegenheit zu einer kleinen, aber interessanten Aufsammlung.

Einleitend soll die geologische Position des Fundgebietes kurz skizziert werden (vgl. *Lotti*, 1886, *Beyschlag, Krusch* und *Vogt*, 1914, *Beneo*, 1948). Die Insel Elba ist, ebenso wie der Nordostteil von Korsika, die Apuanischen Alpen, die Monti Pisani und die Catena Metallifera in der Toscana, ein stehengebliebener Rest des alttertiär aufgefalteten Paläoapennins, dessen größter Teil am Ende des Tertiärs zum Einbruchsbecken des Tyrrhenischen Meeres abgesunken ist oder auf dem Festland unter jungen Sedimenten begraben liegt. Gefaltete Sedimente (Präsilur und Silur, Perm, Rhät und Lias, Eozän), vorherrschend mit West—Ost-Überschiebung, bilden besonders den Ostteil der Insel Elba. Im Zusammenhang mit der Auffaltung drangen im Alttertiär Eruptivgesteine empor; es finden sich ältere, vermutlich eozäne, basische Gesteine (Gabbros, Diabase, Serpentine), die besonders im mittleren Teil der Insel auftreten, und jüngere, posteozäne, saure Gesteine. Den Westteil der Insel bildet ein einziges geschlossenes Granitmassiv, das im Monte Capanne bis über 1000 Meter hoch aufsteigt; in der Umgebung dieses Massivs finden sich im mittleren Teil der Insel Liparite. Weitere Abkömmlinge des Granits sind, im Ostteil der Insel, einerseits die turmalin- und beryllführenden Granitpegmatite, zu denen u. a. die berühmten, heute allerdings bereits erschöpften Mineralfundorte am Monte Calamita (südöstlicher Teil der Insel) gehören, anderseits die Erzlagerstätten, die sich von Calamita bis Cavo über etwa 15 km längs der Ostküste hinziehen.

Über die Erzlager von Elba liegen u. a. Untersuchungen von *Lotti* (1901) vor. Es handelt sich um kontaktmetasomatische Lagerstätten mit Skarnbildung, die aber dadurch sich von der Masse der übrigen Kontakt-Skarn-Vorkommen unterscheiden, daß das Haupterz nicht Magnetit ist, sondern Hämatit. Das Erz findet sich in verschiedenen geologischen Niveaus, tritt meist kalkverdrängend auf, geht aber gelegentlich auch in die liegenden schieferigen Gesteine. In den von *Lotti* untersuchten südlichen Vorkommen (Calamita) tritt das Erz in flachen, von Skarnmassen umgebenen Partien auf, die vielfach dem Schichtverlauf folgen; in den nördlichen Vorkommen (Rio Marina) hingegen findet sich das Erz abseits vom Skarn.

Der Erzkörper von Rio Marina, diskordant über permischen Quarziten und Sandsteinen gelegen, befindet sich unmittelbar nördlich des Ortes; er wird in zahlreichen, unregelmäßig verstreuten, kleineren Tagbauen abgebaut. Die Erzführung ist zum Teil oxydisch, zum Teil sulfidisch, wobei die sulfidischen Partien unregelmäßig in den oxydischen verteilt sind. (Die von *Lotti* ausgesprochene Vermutung, daß die Sulfide die liegenden Partien bilden und die Oxyde die hangenden, trifft nicht zu.)

Die oxydischen Erze bestehen in erster Linie aus sehr reinem und daher sehr hochwertigem Hämatit (mit über 60% Fe). Schöne Kristalle sind häufig, wobei vor allem zwei Trachttypen vorherrschen, einerseits flachrhomboedrische Kristalle, bei denen $\{10\bar{1}4\}$, meist nach [1210] gerieft, dominiert und daneben $\{10\bar{1}1\}$, $\{11\bar{0}4\}$ und $\{22\bar{4}3\}$ auftreten, und dünntafelige nach $\{0001\}$. Im Verwitterungsbereich bildet sich Limonit — oft mit bunten Anlauffarben oder als brauner Glaskopf — und vor allem Braun- und Roteisenocker in den verschiedensten Farbtönungen, schwarzbraun, rotbraun, dunkel blutrot, ziegelrot, ocker und grellgelb, wodurch das Bergwerksgelände ein ungemein grellbuntes, phantastisches Aussehen bekommt.

Unter den sulfidischen Erzen herrscht der Pyrit vor; er ist fast immer sehr schön kristallisiert und in der Tracht sehr mannigfaltig. An dominierenden Formen sind $\{100\}$ und $\{210\}$ häufig, $\{111\}$ seltener; $\{421\}$ dominiert nie, ist aber in Kombinationen allgemein verbreitet. Ich konnte folgende Trachttypen beobachten:

$\{100\}$ (sehr häufig),
$\{100\} > \{412\}$,
$\{100\} > \{421\}$, $\{111\}$ (häufig),
$\{100\} > \{421\}$, $\{111\}$, $\{210\}$.

{210} (häufig),
{210} > {100},
{210} > {421}, {111},
{210}, {421}, {111}, {100},
{111} > {210}.

Die {100}-und besonders die {210}-Flächen sind gelegentlich schön parkettiert. Verwachsungen von Individuen mit gleicher Tracht sind häufig; Zwillingsbildungen habe ich nirgends beobachtet.

Die einzelnen Trachttypen sind an verschiedene, gewöhnlich lagenförmige Zonen gebunden; es führt also eine gewisse „Schicht" fast ausschließlich Pentagondodekaeder in verschiedener Größe, während die nächste wieder reine Würfel und eine dritte nur Würfel mit Dyakisdodekaeder- und Oktaederflächen enthält. Die Mannigfaltigkeit der Kristallgestalten scheint demnach durch die Verschiedenartigkeit des Milieus während der Kristallisation hervorgerufen zu sein, zumal das Muttergestein der im allgemeinen „schwebend" und allseits wohlbegrenzt entwickelten Kristalle recht verschiedenartig ist. Die Pyrite liegen am häufigsten in einem blaugrauen Schieferton, der vom Wasser leicht ausgewaschen wird, so daß an verschiedenen Stellen scheinbar aus einem losen Grus von Pyritkristallen bestehende Schichten anstehen. Ein anderes Muttergestein ist der „Bianchetto", ein gelblich weißes, mäßig hartes Kaolingestein. Schließlich kommen würfelförmige Pyritkristalle an einer Stelle in einem wirr-feinstengeligem, matt metallisch grauem Bleispießglanz vor, der deshalb von Interesse ist, weil ein derartiges Mineral von Elba bis jetzt meines Wissens noch nicht beschrieben wurde.

Der Skarn findet sich an der Steilküste unmittelbar südlich des Ortes Rio Marina in der Nähe des Leuchtturmes, wo er durch einen vor kurzem angelegten, teilweise in den Fels hineingesprengten Saumweg sehr schön aufgeschlossen ist. Es überwiegen Lievrit und Hedenbergit — typische Skarnmineralien — daneben treten Calcit und Quarz auf. Der Lievrit kristallisiert säulig nach {110} mit längsgerieften Flächen; die Aggregate sind meist grob- bis feinstengelig (die feinstengeligen gelegentlich radiär) angeordnet, seltener grobkörnig; er ist immer schwarz gefärbt. Der Hedenbergit kristallisiert ebenfalls säulig mit langen, schlanken, pseudotetragonalen Kristallen, an denen {100} und {010} dominieren und {110} häufig die Längskanten abschrägt; sonst sind auch beim Hedenbergit die Aggregate grob- bis feinstengelig, wobei die Tendenz zur Ausbildung feinstengeliger Formen aber viel stärker ist als beim Lievrit und feinfaserige, aktinolithähnliche, radiär struierte Aggregate sehr häufig sind. Der Hedenbergit ist in frischem Zustand hell- bis dunkelgrün, verwittert aber sehr leicht und verändert dabei seine Farbe über braungrün zu goldbraun; man findet auch als Endprodukt dieser Verwitterung Pseudomorphosen von Limonit nach Hedenbergit. Lievrit und Hedenbergit treten meist in enger Vergesellschaftung auf; oft liegen säulige Kristalle oder grobstengelige kristalline Aggregate von Lievrit in feinfaserigem Hedenbergit eingebettet oder es wechseln etwa 1 cm dicke parallele Lagen von fein-radiärfaserigem Hedenbergit mit solchen von fein-radialstengeligem Lievrit ab, wodurch schwarz-grün gebänderte Gesteinspartien entstehen.

Die Erzlagerstätten von Elba zeigen keinen unmittelbar nachweisbaren Zusammenhang mit den tertiären Eruptivgesteinen der Insel, doch ist ein solcher bei analogen Lagerstätten auf dem italienischen Festlande (Giglio, Gavorrano u. a.) zu beobachten. Es gilt heute als gesichert, daß die Granite von Elba mit den Eruptivgesteinen des gegenüberliegenden Festlandes im Zusammenhang stehen und die Eisenlagerstätten von Elba mit den verschiedenen Erzvorkommen der Toscana eine metallogenetische Provinz bilden. Zwar herrschen in der Toscana sulfidische Erze vor und auf Elba oxydische, doch wurden auch hier — neben dem recht häufigen Pyrit — bereits Kupferkies (Calamita, Rio Marina), eisenreiche Zinkblende (Rio Marina) und Blei-

glanz (Rio Marina, Rosseto — dort mit großem Silbergehalt —) gefunden, wozu nun auch noch das neu beobachtete Bleispießglanzvorkommen von Rio Marina tritt.

Bei den Erzlagerstätten von Elba, den westlichsten der ganzen toskanischen Erzprovinz, herrschen also die Oxyde vor; je weiter man von hier nach Osten geht, desto mehr nehmen im allgemeinen die Sulfide überhand. Die Toskanische Erzregion zeigt also ein ähnliches Verhalten wie die erzführende nördliche Grauwackenzone der Ostalpen, die auch an dem einen Ende (Payerbach) fast rein oxydische, am entgegengesetzten Ende (Schwaz) rein sulfidische Erzführung aufweist und dazwischen verschiedene Übergänge.

Beneo, E., Guida schematica alla geologia dell'Isola d'Elba. Atti Congr. Min. Ital. 1948, Rom, 1948. — *Beyschlag, F., P. Krusch* und *J. H. L. Vogt,* Die Lagerstätten der nutzbaren Mineralien und Gesteine, I. Erzlagerstätten I., Stuttgart, 1914. — *Lotti, B.,* Descrizione geologica dell'Isola d'Elba. Mem. descr. carta geol. d'Italia II, 2, Rom, 1886. — *Lotti, B.,* Sui depositi ferriferi dell'Elba. Rass. Min. 14, Rom 1901.

Mitgliederstand der Österr. Mineralogischen Gesellschaft für das Jahr 1953.

Ehrenmitglieder:

Karabacek, Dr. techn. Ing. Hans R. v., Zentraldirektor i. P. Wien, VI., Magdalenenstraße 1.

Quensel, Prof. em., Dr. Percy, Mineralogiska Institutionen, Högshola, Stockholm.

Mitglieder:

Andreatta, Prof. Dr. Ciro, Università Bologna, Istituto di Mineralogia.
Backlund, Helge Götrik, Univ.-Prof., Prof. em., F. D., Dr. h. c., M. A. W. usw. Universität Uppsala, Geolog.-Mineralog. Institut.
Bandl, Dr. E., Min.-Rat i. R., Wien, III., Seidlgasse 41.
Bauer, Dr. Fridjof, Wien, I., Wollzeile 12, 2. Stiege, Tür 33.
Bauer, Dr. Karl, Hauptschullehrer, Ketzelsdorf 36 bei Poysdorf, Post Walterskirchen, N.-Ö.
Baumgartner, Dr. Karl, Studienrat, Prof. i. R., Langenlois, Kaiser-Josef-Platz 12.
Beck, Dr. Heinrich, Chefgeologe i. R., Oberbergrat, Wien, III.,Erdbergstraße 35/16.
Beck-Mannagetta, Dr. Peter, Geologe, Wien, I., Riemergasse 6.
Benvenuti, Alberti Poja Julius, Micheldorf an der Krems 242, Heidhof.
Berger, Anton, Mineralienhändler, Mödling bei Wien, Bahnhofplatz 7.
Buchner, Dr. Leopoldine, Hauptschullehrerin, Wien, III., Jacquingasse 1, III./18, 19.
Burghart, Dr. Lothar, Oberfinanzrat i. R., Wien, III., Untere Viaduktgasse 51.
Czermak, Dr. Friedrich, Geologe, Graz, III., Goethestraße 10/1.
Dichtl, Prof. Eugen, Linz an der Donau, Spaunstraße 57.
Ebert, Prof. Dr. Ludwig, Wien, IX., Währingerstraße 42.
Effenberger, Fr., Pfarrer, Wolfsgraben b. Tullnerbach, N.-Ö.
Ehrlich, Ernst, Bezirksoberförster i. R., Schladming, Steiermark.
Exner, Dr. Christof, Privatdozent, Wien, XIX., Friedlgasse 60.
Flögl, Paul, pens. Stahlwerksdirektor, Wien, XIX., Richard-Kralik-Platz 3.
Freh, Dr. Wilhelm, Linz, Eisenhandstraße 35.
Fürth, Herbert, Wien, III., Rennweg 59.
Geiringer, Erwin, Hauptschullehrer, Wien, XIV., Linzerstraße 47/I/8.
Genetheim, Walter, Postbeamter, Wien, XV., Tannengasse 22/4.
Geologische Bundesanstalt, Wien, III., Rasumofskygasse 23
Geologische Gesellschaft in Wien, Wien, I., Burgring 7, Naturhistorisches Museum.
Gerhart, Dr. Hilda, Studienrat, Wien, XVII., Hernalser Hauptstraße 67/I.
Goigner, Dr. Franz, Wien, XX., Wasnergasse 31.
Granichstädten-Czerva, Dr. Johann, Ministerialrat, Wien, III., Traungasse 2.
Grögler, *Norbert*, Wien, XVIII., Herbeckstraße 128.
Günther, Gustav, Oberförster, Morzg 84 bei Salzburg.
Haberlandt, Dr. Prof. Herbert, Wien, I., Universität, Mineralogisches Institut.
Hamilton, Dr. Ing. G., Dozent, Mineralogisches Institut der Technischen Hochschule, Wien, VI., Getreidemarkt 9.
Hauer, Karl, Oberinsp. d. Bundesländerversicherung, Krems an der Donau.
Hauser, Prof. Dr. Alois, Graz, Klosterwiesgasse 59.
Hecht, Prof. Dr. Fritz, II. Chemisches Institut der Univ., Wien, IX., Währingerstraße 83.

Heritsch, Prof. Dr. Haymo, Graz, Katzianergasse 6.
Herrmann, Dr. Ing. Felix, 45 Rue Scheffer, Paris 16.
Hermann, Friedrich, Amtsrat, Villach, Burgenlandstraße 19.
Heydendorf, Walther, Amtsrat, Wien, IX, Schwarzspanierstraße 12.
Holzer, Rudolf, Hofrat, Prof., Wien, VI., Wallgasse 25.
Horninger, Dr. Georg und Margarete, Kaprun, 297, Salzburg.
Institut für angewandte Mineralogie und Petrographie a. d. Techn. Hochschule, Wien, VI., Getreidemarkt 9
Jäger, Grete, Lehrmittelanstalt, Wien, I., Augustinerstraße, Durchgang Josefsplatz.
Janicek, Robert, Wien, XVIII., Hawelgasse 12.
Janoschek, Dr. Robert, Chefgeologe, Wien, XIII., Lainzerstraße 80.
John, Dipl.-Ing. Walter, Wien, IX., Währingerstraße 3.
Kieslinger, Prof. Dr. Alois, Wien, I., Schönlaterngasse 5.
Klinger, Karl, Ing., Gumpoldskirchen, Am Kanal 8—10.
Kober, Prof. Dr. Leopold, Wien, I., Universität, Geologisches Institut.
Köhler, Prof. Dr. Alexander, Mineralogisches Institut der Technischen Hochschule, Wien., VI., Getreidemarkt 9.
Körner, Dr. Hermann, prakt. Arzt, Villach, Bahnhofstraße 2.
Kohler, Dr. Max, Hofrat, Wien, VIII., Lederergasse 17/IV/21.
Kontrus, Dipl.-Ing. Karl, Wien, XVIII., Währingerstraße 107/12.
Koppi, Wilhelm, Wien, III., Barichgasse 14/12.
Kossegg, Dr. Gustav, Ministerialrat, Wien, XVII., Hernalser Hauptstraße 9.
Ladurner, Dr. Josef, Dozent, Innsbruck, Langstraße 12.
Lahnsteiner, Josef, Pfarrer, Hollersbach, Pinzgau.
Lange, Otto, Dir., Inhaber des Springer-Verlages, Wien, I., Mölkerbastei 5.
Lechner, Walter, Student, Wien, XVIII., Währingergürtel 57.
Leitmeier, Prof. Dr. Hans, Wien, I., Universität, Petrographisches Institut.
Leopold, Dr. Gustav, Bad Gleichenberg 34, Steiermark.
Macek, Franz, Edelsteingraveur und -Schleifer, Wien, VI., Laimgrubengasse 14.
Machatschki, Prof. Dr. Felix, Wien, I., Universität, Mineralogisches Institut.
Matz, Dipl.-Ing. Karl, Alpine Montan, Knappenberg, Kärnten.
Medwenitsch, Dr. Walter, Assistent, Wien, I., Universität, Geologisches Institut.
Meixner, Dr. Heinz, Knappenberg, Kärnten.
Metzger, Dipl.-Ing. Robert, Zivilingenieur f. Bauwesen, Wien, XIII., Auhofstraße 19 b.
Michel, Dr. Hermann, Hofrat, Wien, XVIII., Ferrogasse 44.
Miksch, Eduard, Bundesbahninspektor i. R., Altenberg, Hauptstraße 25, Post Greifenstein, N.-Ö.
Mineralogisches Institut der Universität, Wien, I., Luegerring 1.
Mineralogisch-Petrographisches Institut der Universität, Wien, I., Luegerring 1.
Mohr, Prof. Dr. Hans, Wien, I., Bräunerstraße 4—6.
Naturhistorisches Museum, Min.-Petr. Abteilung, Wien, I., Burgring 7.
Neumann, Alice, Wien, XIX., Heiligenstädterstraße 307.
Niederbacher, Arthur, Wien, IX., Clusiusgasse 9/16.
Nowotny, Prof. Dr. Hans, Physikal. Chemie, Technische Hochschule, Wien, VI., Getreidemarkt 9.
Opawa, Dir. Fritz, Wien, XIX., Werkmanngasse 2, VII/III/13.
Ostadal, Rudolf, Städtisches Museum Gmünd, N.-Ö.
Paulitsch, Dr. Peter, Graz, Heinrichstraße 44.
Penta, Prof. Ing. Francesco, Roma, Via Ferratella 33.
Petraschek, Prof. Dr. Walter, Leoben, Tunnerstraße 7.
Pfandl, Helmut, stud. phil., Wien, II., Vorgartenstraße 144/7—8.
Preisinger, Dr. Anton, Wien, III., Ungargasse 50.

Provaznik, Karl, Wien, XX., Jägerstraße 20/8.
Przibram, Prof. Dr. Karl, Wien, XIII., Mantlergasse 16 a.
Raaz, Prof. Dr. Franz, Wien, I., Universität, Petrographisches Institut.
Rassmann, Anton, Oberlehrer, Königsbrunn (Wagram) 14, N.-Ö.
Ratschiller, Prof. Dr. H., Universität Bologna, Istituto di Mineralogia.
Riedel, Dr. Josef, Hauptschuldirektor, Wien, XIII., Biraghigasse 18.
Salzer, Dr. Heinrich, Wien, III., Marxergasse 3/II/14.
Sander, Prof. Dr. Bruno, Innsbruck, Mineralogisches Institut, Universitätsstraße 4.
Schadler, Dr. Josef, Linz an der Donau, Marienstraße 1.
Scharbert, Dr. Heinz, Wien, XVII., Hernalsergürtel 39/10.
Schiener, Dr. Alfred, Naturhistorisches Museum, Min.-Petr. Sammlung, Wien. I Burgring 7.
Schmid, Prof. Dr. Hermann, Phys.-chem. Institut, Technische Hochschule Wien, VI., Dreihufeisengasse 4.
Schmidt, Dr. Walter, Assistent, Technische Hochschule, Wien, IV., Karlsplatz 13.
Schömer, Dr. Josef, Dipl.-Ing., Klosterneuburg, Leopoldsstraße 30.
Scholler, Dr. Hubert, Wien, XIX., Heiligenstädterstraße 333.
Schroll, Dr. Erich, Wien, IX., Garelligasse 3.
Schumann, Prof. Dr. Hilmar, Göttingen, Rosdorferweg 8.
Sedlacek, Dr. Max, Assistent, Wien, I., Universität, Petrographisches Institut.
Seebald, Dr. Anton, Oberlehrer i. R., Wien, IV., Mommsengasse 20.
Siegl, Dr. Walter, Dozent, Leoben, Montanistische Hochschule.
Simm, Rudolf, Exportleiter, Gumpoldskirchen, Wienerstraße 98.
Spiegl, O., Heimatmuseum Gießhübel-Hochleiten, N.-Ö.
Stark, Prof. Dr. Michael, Wolkersdorf am Rußbach.
Steinocher, Dr. Vladimir, Mineraloge, Ustřední ústav geologický, Hladkov 6, Praha, XVIII.
Stini, Prof. Dr. Josef, Mödling-Hinterbrühl, Hauptstraße 144.
Stowasser, Dr. Hermann, Geologe, Wien, XXIV., Mödling, Anningerstraße 56.
Stradner, E., stud. phil. Wien, III., Rasumofskygasse 1.
Strobl, Sepp, Innsbruck, Hallerstraße 15/II.
Szadeczky-Kardoss, Prof. Dr. E., Universität Budapest, VIII., Muzeum-KRT 4/A.
Tausch, Dipl.-Ing. R., Bergdirektor, Knappenberg in Kärnten.
Technische Hochschule Graz, Institut für Mineralogie und technische Geologie, Rechbauerstraße 12.
Tertsch, Prof. Dr. Herrmann, Hofrat, Wien, VI., Mariahilferstraße 93.
Thaller, Dr. med. Emil, Wien, XVIII., Anton-Frank-Gasse 8.
Tippel, Ferdinand, Wien, XIV./89, Ameisgasse 7/6.
Veren, Dr. Emil, Chemiker, Wien, IV., Wohllebengasse 10/IV.
Waldmann, Prof. Dr. Leo, Wien, VI., Rahlgasse 6.
Wieden, Dr. Paul, Dipl.-Ing., Technische Hochschule, Wien, VI., Getreidemarkt 9.
Wieseneder, Prof. Dr. Hans, Wien, XIV., Steinböckengasse 17.
Woletz, Dr. Gerda, Wien, IX., Garnisongasse 3/14.
Zabusch, Franz, Wien, XVII., Hernalser Hauptstraße 124/7.
Zemann, Prof. Dr. Josef und Dr. Anni, Göttingen, Lotzestraße, Mineralogisches Institut der Universität.
Zirkl, Dr. Erich, Wien, I., Universität, Petrographisches Institut.
Zwicker, Walter, Wien, XVIII., Höhnegasse 20.

Herausgeber, Eigentümer und Verleger: Springer-Verlag, Wien, I., Mölkerbastei 5. — Für den Inhalt verantwortlich: Prof. Dr. Felix Machatschki, Mineralogisches Institut der Universität, Wien, I., Universität. — Druck: Friedrich Jasper, Wien, III., Tongasse 12